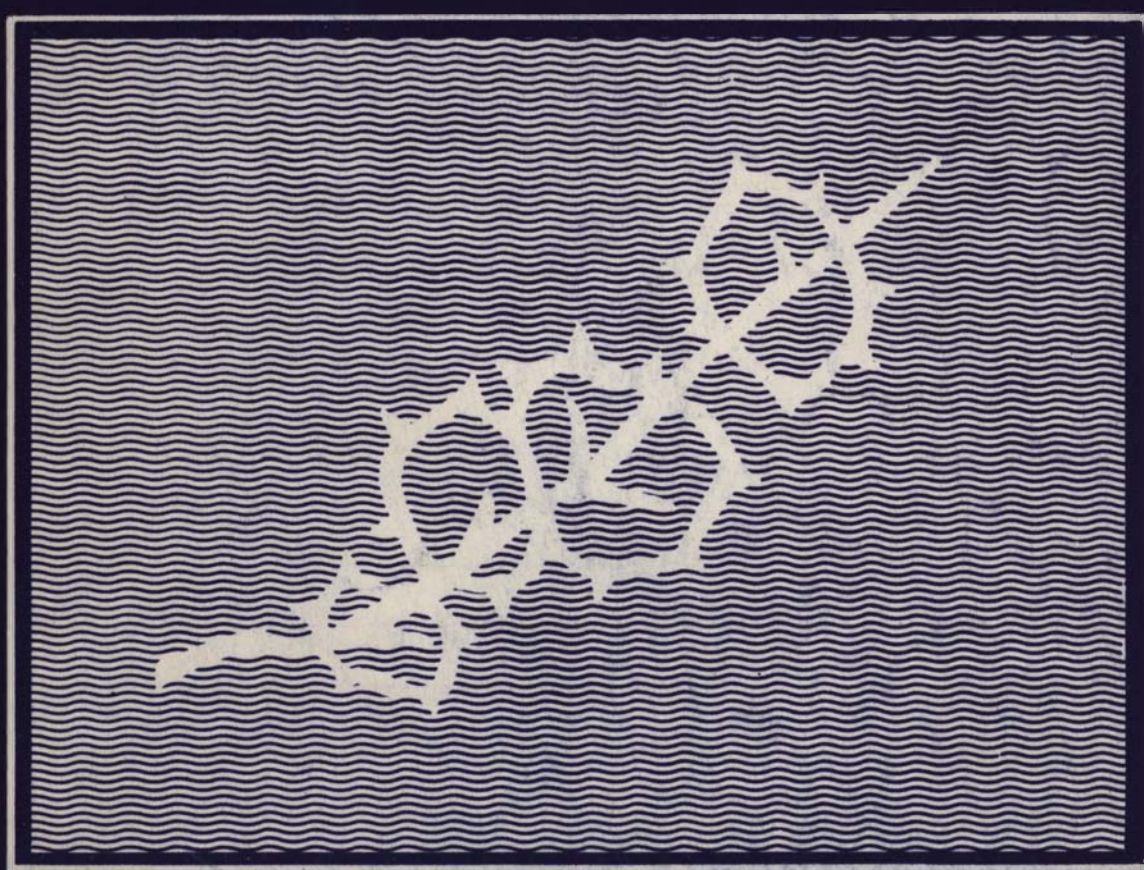
М. Ю. ХОТИН

ЭФФУЗИВНО-ТУФОВО-КРЕМНИСТАЯ ФОРМАЦИЯ КАМЧАТСКОГО МЫСА



АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

М. Ю. ХОТИН

ЭФФУЗИВНО-ТУФОВО-КРЕМНИСТАЯ ФОРМАЦИЯ КАМЧАТСКОГО МЫСА

(строение и положение в ряду других верхнемеловых формаций Камчатки)

Труды, вып. 281

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
МОСКВА
1976

УДК 551.263.03(571.66)

Academy of Sciences of the USSR
Order of the Red Banner of Labour Geological Institute

M. Yu. Khotin

EFFUSIVE-TUFACEOUS-SILICEOUS FORMATION OF THE KAMCHATKA CAPE

(structure and position in the set of Upper Cretaceous formations of Kamchatka)

Transactions, vol. 281

Эффузивно-туфово-кремнистая формация Камчатского Мыса (строение и положение в ряду других верхнемеловых формаций Камчатки). М.Ю. Хотин. Труды ГИН АН СССР, вып. 281. М., "Наука".

Рассматривается одна из интереснейших формаций, которая в ряду верхнемеловых вулканогенно-осадочных формаций Камчатки занимает наиболее крайнее по отношению к современному Тихому океану положение. Кроме того, эти отложения с размывом и резким несогласием залегают непосредственно на породах меланократового фундамента, происхождение которого связано с формированием "базальтового" слоя океанической коры.

Проведено сопоставление автохтонной части формации Камчатского Мыса с аналогичной породной ассоциацией в составе францисканской формации Западной Калифорнии, а также с некоторыми пелагическими осадками Тихого океана.

Установлено глубоководное, скорее всего океаническое, происхождение формации.

Табл. 21. Илл. 42. Фототаблиц 19. Библ. 208 назв.

Редакционная коллегия:

академик *А.В. Пейве* (главный редактор),
В.Г. Гербова, А.В. Крашенинников, П.П. Тимофеев

Ответственный редактор
И.В. Хворова

Editorial board:

Academician *A.V. Peive* (Editor-in-chief),
V.G. Gerbova, A.V. Krasheninnikov, P.P. Timofeev

Responsible editor
I.V. Khvorova

X 20801-193
055(02)-76 304 - 76

© Издательство "Наука", 1976 г.

ВВЕДЕНИЕ

Многими исследователями неоднократно подчеркивалась необходимость детального изучения и описания конкретных формаций как для успешного решения общих геологических вопросов, так и для развития формационного метода.

Однако в вопросах выделения вулканогенно-осадочных формаций и их классификации до настоящего времени не существует каких-либо строго ограниченных правил, что связано с большой сложностью природных явлений, зачастую трудно укладываемых в какие-либо четкие схемы. Особенно большие трудности возникают при рассмотрении вулканогенно-осадочных толщ, ибо они имеют часто очень сложное строение.

Выделение разнообразных формаций, в том числе и вулканогенно-осадочных, в советской геологии базируется на фундаментальных исследованиях А.В.Пейве (1948), Н.М. Страхова (1963), Н.С. Шатского (1965), Н.П. Хераскова (1967) и многих других исследователей.

Широко известно определение понятия "формация", данное Н.С. Шатским (1965, стр. 175): "Осадочными формациями называются естественные комплексы сообществ или ассоциаций горных пород, составляющие члены которых, т.е. слои, пачки, породы, свиты, отложения, парагенетически связаны друг с другом как в вертикальном, так и в латеральном направлениях". Развивая представления Н.С. Шатского, Н.П. Херасков (1967, стр. 30) отмечал: "Формациями называются естественные ассоциации горных пород и связанных с ними минеральных образований, отдельные члены которых (породы, слои, толщи и т.д.) в результате парагенетических отношений тесно связаны друг с другом как в пространственном, так и в возрастном отношении (переслаивание и другие виды чередования, некоторые направленные ряды). Формации характеризуются составом горных пород, строением и взаимоотношением с другими формациями; меньшее значение имеют форма и размеры. От смежных формаций данную формацию отделяет часто некоторый скачок, свидетельствующий о качественном изменении условий образования; это вызывает относительно резкие верхние и нижние границы слоистых формаций, а иногда даже перерывы...".

Следуя этим принципам, И.В. Хворова (1963, 1965) вводит в понятие "формация" представление о физико-географических условиях образования отложений, которые, по мнению Н.М. Страхова (1963), зачастую являются определяющими. И.В. Хворова (1965, стр. 46) считает, что: "В формацию объединяются совместно развитые породы (осадочные или осадочные и вулканические), возникшие в единой тектонической обстановке, в известном диапазоне физико-географических условий и из определенного набора веществ. Практически очень часто это отложения единого бассейна аккумуляции, очертания и форма которого обычно определяются контурами тектонической структуры. Формации не следует сводить к небольшой сумме пластов (пачке или толще): это образовани.., возникшие при достаточно длительном сохранении определенной тектонической и ландшафтной обстановки, а также условий поступления веществ; формации, таким образом, крупные историко-геологические образования".

Именно это имел в виду и Н.С. Шатский (1965), считавший, что формации представляют собой не случайные наборы пород, а совершенно опре-

деленные ассоциации, образующие естественно-исторические тела. Поэтому, Н.С. Шатский придавал огромное значение закономерностям парагенетических сочетаний различных пород в формациях.

Н.С. Шатский выделял две группы таких сочетаний – фациальные ряды и фациальные сочетания, называя их естественными ассоциациями горных пород, и считал, что на основе детального изучения таких ассоциаций можно построить естественную классификацию формаций. Фациальным рядом Н.С. Шатский (1965, стр. 156) называл "ряд одновозрастных пород, в латеральном направлении фациально замещающих друг друга". Фациальным сочетанием называется "совокупность пород, фациально сопряженных, связанных совместным нахождением в формации, а не взаимным переходом при помощи замещения, как в фациальных рядах".

Кажущаяся на первый взгляд "академичность" вводимых Н.С. Шатским понятий явилась, на мой взгляд, результатом крайне ограниченного применения их в многочисленных на сегодняшний день работах по формационному анализу. На самом же деле понятия эти имеют глубокий смысл. Фациальные ряды – это генетическая ассоциация пород, связанных единым процессом осадконакопления и единым источником вещества. Фациальные же сочетания – парагенетическая ассоциация пород, различных по способу происхождения (вулканические, пирокластические, терригенные, хемогенные), но связанных либо общностью процесса, служившего источником вещества (например, вулканизм), либо общностью обстановки седиментации (мелководность, глубоководность, близость или удаленность от источника вещества и т.д.), либо общностью того и другого.

Развивая учение Н.С. Шатского о формационных парагенезах, И.В. Хворова (1963; Хворова, Ильинская, 1963) прочно утвердила в современной литологии понятие об элементарной породной ассоциации. Формация, по И.В. Хворовой, состоит из набора таких элементарных ассоциаций, которые отличаются одна от другой набором входящих в них пород и особенностями их стратификации. И.В. Хворова рассматривает породные ассоциации в генетическом аспекте, считая, что изучение их позволяет установить механизм и условия осадконакопления или позволяет выяснить, почему "разное" возникает "рядом". Рассматриваемые с точки зрения происхождения вещества, слагающие формации, И.В. Хворова (1963) предложила назвать петрофондом формаций, который может состоять из терригенных, вулканогенных, гидрогенных и биогенных компонентов.

В понятие элементарной породной ассоциации, по И.В. Хворовой, по существу вошли оба понятия Н.С. Шатского – и фациальные ряды, и фациальные сочетания.

И это верно, так как в понятии заложено генетическое единство такого элементарного породного набора тесно сопряженных пород. Поэтому изучение каждой конкретной ассоциации дает информацию о характере процессов, приведших к ее образованию. Однако при этом неуловимым образом ускользает, по моему мнению, представление или возможность представления о генетическом единстве разобщенных, "неассоциирующих" пород в составе единой формации. Именно поэтому Н.С. Шатским было изначально введено двойственное представление о породных ассоциациях, из которых в фациальных сочетаниях отдельные члены их могут быть не связаны сонахождением в едином пласте или в соприкосновении одного с другим.

Н.С. Шатский представлял формацию как упорядоченное совместное нахождение различных типов рядов и сочетаний формационных членов. Им было введено понятие типов членов формаций и пространственного их размещения.

Рассматривая различные типы членов формаций, Н.С. Шатский делит их на автохтонные и аллохтонные, различая в составе формаций "свои", или "патрические", члены и "чужие", или "аллофильные", члены. "Аллофильные члены, как и патрические, могут образовывать собственные парагенезы, но оказывающие влияние на строение и даже состав соседних формаций" (Шатский, 1965, стр. 168).

И еще одну существенную особенность строения формаций предлагал отмечать Н.С. Шатский при выделении и классификации формаций. Это – главные (обязательные) и второстепенные (необязательные) члены. Под главными он понимал те породы, которые отвечают основному составу формации, как естественно-исторического тела, считая главные члены всегда или почти всегда патрическими, второстепенные же члены – дополнительные, среди них могут быть как патрические, так и аллофильные.

Изложенные методологические положения взяты мною за основу при проведении исследований и обработке фактического материала.

Было предпринято детальное изучение эффузивно-туфово-кремнистой формации верхнего мела, развитой на Восточной Камчатке, в пределах п-ова Камчатский Мыс. Представляется, что сравнительное изучение этой формации позволяет осветить некоторые важные вопросы вулканогенного осадкообразования в позднемеловую эпоху на границе континента и океана.

Работа выполнена в Геологическом институте АН СССР под руководством доктора геолого-минералогических наук профессора И.В. Хворовой, которой автор искренне и сердечно признателен.

В ней нашли отражение многолетние (1964-1972 гг.) исследования автора, проведенные им вместе с коллективом геологов геологосъемочной экспедиции Камчатского территориального геологического управления в различных районах Восточной Камчатки. Автор пользуется случаем поблагодарить коллег по совместной работе на Камчатке: А.Ф. Марченко, М.Н. Шапиро, Б.К. Долматова, Б.И. Сляднева, В.А. Селиверстова, Г.П. Борзунову, Г.А. Юдакову, А.И. Байкова и многих других, а также сотрудников ГИН АН СССР: М.С.Маркова, В.Н. Григорьева, Б.П. Золотарева за помощь в работе. Аналитические работы выполнены в лабораториях ГИН АН СССР: химико-аналитические – под руководством Э.С. Залманзон, термические и ИК-спектрометрические Т.В.Далматовым, электронно-микроскопические – Н.Д. Серебрянниковой. Рентгеноструктурные определения выполнены в лаборатории Почвенного института АН СССР Б.П.Градусовым. Всем перечисленным товарищам автор приносит свою благодарность. Кроме того, автор весьма признателен М.Н. Шербаковой, Г.С. Горшкову, Н.А. Богданову, Б.В. Ермакову, прочитавшим работу в рукописи и сделавшим ряд полезных замечаний.

ПОЛОЖЕНИЕ ПОЛУОСТРОВА КАМЧАТСКИЙ МЫС В ОБЩЕЙ СТРУКТУРЕ КУРИЛО-КАМЧАТСКОЙ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОЙ ЗОНЫ

Курило-Камчатская геосинклинальная зона входит в состав северо-западной части Тихоокеанского тектонического пояса, обрамляющего ложе Тихого океана. Геологическая история ее поэтому определена процессами, происходившими в прошлом и происходящими сейчас как в океане, так и на континентальном его обрамлении.

Курило-Камчатская зона в развитии Тихоокеанского подвижного пояса по времени формирования занимает самое последнее место и многими учеными (Кропоткин, Власов, 1960; Шатский, 1963; Хаин, 1964; Кропоткин, Шахворстова, 1965; Пущаровский, 1963, 1965, 1971, 1972; и др.) рассматривается как область современной геосинклинали, еще не закончившей развития. П.Н. Кропоткин, разбирая зональность строения северо-западного сектора Тихоокеанского пояса, отмечает: "Молодая область незавершенной кайнозойской складчатости, расположенная у периферии Тихого океана между о.Хоккайдо и полуостровом Аляска, включает в себя Алеутскую и Курило-Камчатскую островные дуги с примыкающими к ним глубокими желобами, более зрелые альпийские области Корякского нагорья и Камчатки, глубокие впадины Берингова и Охотского морей и своеобразную структуру о.Сахалин, составляющую продолжение Хоккайдо-Сахалинской ветви Ниппонской геосинклинали" (Кропоткин, Шахворстова, 1965, стр. 32).

В современном виде Курило-Камчатская островная дуга сформирована в основном геологическими процессами позднего мела и кайнозоя, продолжающимися и в настоящее время. Вулканизм и тесно связанные с ним интрузивные процессы на протяжении всего существования Курило-Камчатской геосинклинальной системы (от позднего мела и по нынешний день) определяли лицо этого региона. Эти процессы характеризовались тектоническими движениями, связанными, с одной стороны, с формированием и геологическим развитием структур дна Тихого океана, а с другой – структур материковых окраин Тихоокеанского геосинклинального пояса (Богданов, 1969; Пущаровский, 1971; Bogdanov, 1971).

В строении Камчатки и Курильских островов принимают участие породы различного состава с преимущественным развитием вулканогенных, вулканогенно-осадочных и магматических образований. Продукты вулканизма, а также продукты переработки вулканического материала участвуют в строении почти всех осадочных образований Курило-Камчатской островной дуги.

Более древние, чем позднемеловые, образования также известны в пределах Камчатки и Корякского нагорья. Они образуют выступы кристаллического фундамента Срединного Камчатского хребта, Ганальского хребта, Хавывенской возвышенности и некоторых других районов на Восточной Камчатке. Кроме того, они слагают выжатые по зонам крупных надвигов блоки фундамента меловой талассогеосинклинали Корякского нагорья (Богданов, 1969). Возраст метаморфических пород кристаллического фундамента Камчатки различными исследователями трактуется по-разному. Большинством признается древний протерозойский и палеозойский их возраст (Святловский, 1960; "Геология СССР", т. XXXI, ч. 1, 1964). Другие же исследователи связывают формирование крис-

таллического основания полуострова с мезозойскими или даже позднемеловыми метаморфическими процессами (Лебедев, Бондаренко, 1962; Лебедев, 1967, 1968; Марков, 1968, 1969, 1970; и др.).

Так или иначе, но, по-видимому, большая часть доверхнемеловых метаморфизованных отложений Камчатки составляет кристаллический фундамент Курило-Камчатской мезо-кайнозойской геосинклинали. М.С. Марков (1970, 1975) верхнюю часть метаморфического комплекса относит к метаморфизованным вулканогенно-осадочным отложениям раннегеосинклинальной (океанической) стадии, сформировавшимся на океаническом ложе.

Последующая история развития островной дуги начинается с позднего мела, и только на крайнем западе Камчатки известны незначительные по площади выходы альбских вулканогенно-осадочных пород, которые, возможно, являются обрывком мезозойских отложений, слагающих структуры, погребенные под водами Охотского моря (Марков и др., 1967; и др.).

В вопросах тектонического районирования и выделения структурно-фациальных зон среди исследователей Камчатки нет единого мнения. Широко известны зачастую противоречивые точки зрения ("Геология СССР", т.XXXI ч. 1, 1964). На схеме тектонического районирования Камчатки, по Г.М. Власову, Ю.В. Жегалову, В.А. Ярмолюку (1963), установлены три крупные структурно-фациальные зоны, внутри которых выделены антиклинории, синклинории, впадины, поднятия, наложенные прогибы и др. (фиг. 1).

На основании исследований последних лет М.С. Марков и автор (Markov, Khotin, 1971) несколько уточнили эту схему и выделили пять структурно-фациальных зон для Камчатки в целом, не изменяя более дробных тектонических элементов схемы Г.М. Власова и др.[1].

Курило-Камчатская островная дуга состоит из ряда структурных зон, сложно сочетающихся во времени и пространстве; большую роль играют резкие торцовые их сочленения. Отмечается постепенное омоложение складчатых зон в сторону Тихого океана, отражающее общую закономерность наступления островных дуг (геосинклинальных областей) на океанические пространства. В то же время разные участки приокеанских структур (приокеанического пояса, по Ю.М. Пущаровскому), в том числе и желобов, сформированы в разное время.

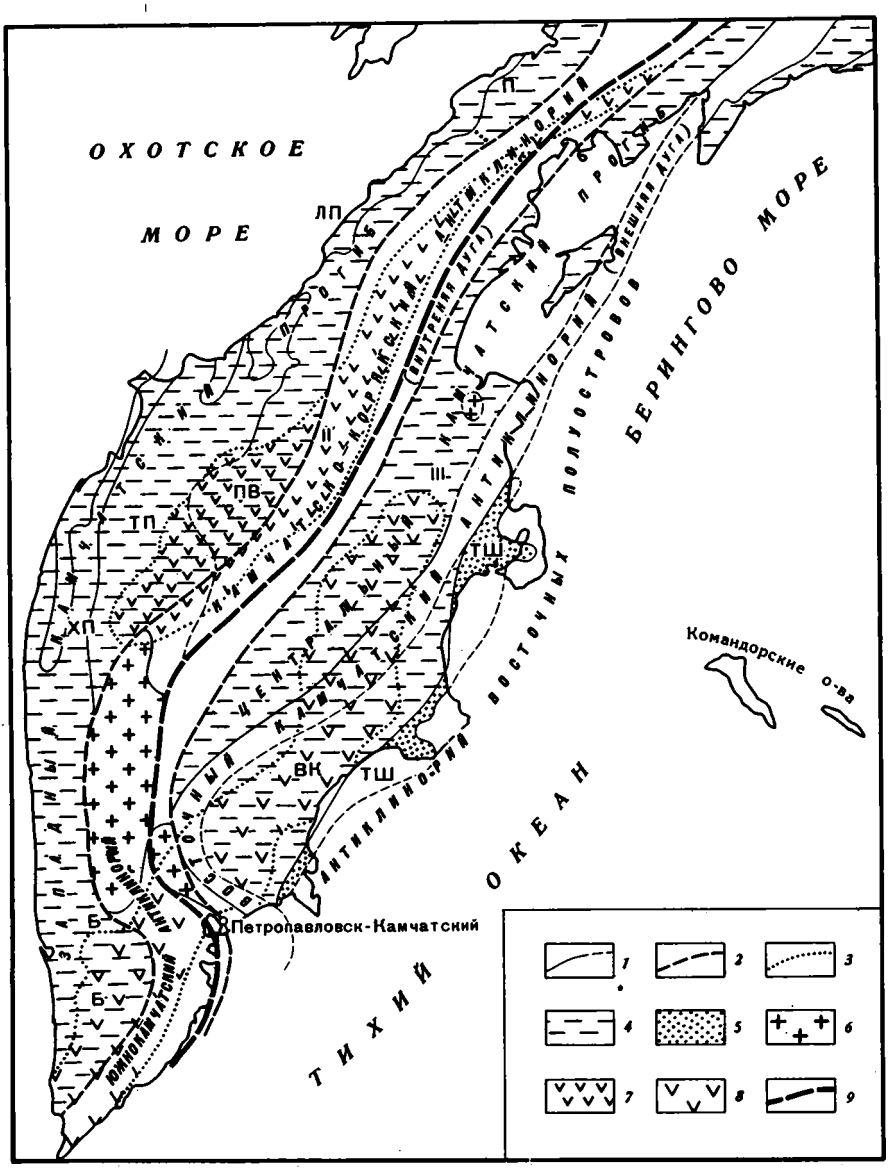
К числу выделяемых зон относятся: Западно-Камчатская, Центрально-Камчатская, Курильско-Южнокамчатская, Восточно-Камчатская и Восточных полуостровов Камчатки. Зоны отличаются по истории геологического развития начиная с позднего мела до современного этапа.

Рассмотрим строение каждой зоны.

Для Западно-Камчатской зоны характерно широкое развитие складчатости в конце мела – начале палеогена. На смятых в складки, преимущественно терригенных граувакковых и субаркозовых отложениях верхнего мела с перерывом и резким несогласием залегают третичные отложения. Они представлены преимущественно терригенными и терригенно-вулканогенными толщами, часто с конгломератами и углями. Для некоторых частей разреза характерно наличие ритмичного флишоидного переслаивания пород. Формационная принадлежность палеогеновых отложений Западной Камчатки неясна, так как типичные молассы появляются здесь лишь в неогене. Восточная граница Западно-Камчатской зоны подходит со стороны Охотского моря к западному побережью Камчатки южнее пос. Большерецк, далее она прослеживается вдоль западной границы Центрально-Камчатской депрессии параллельно общему простиранию полуострова. Эта граница отчетливо выявляется не только геологически, но и геофизически – по гравитационной ступени и линейным магнитным аномалиям (Смирнов, 1971). Западная граница зоны погребена под водами Охотского моря, поэтому природа и положение ее неясны. Однако при

---

[1] Доклад на эту тему был сделан М.С. Марковым, М.Ю. Хотиным и В.А. Селиверстовым на совещании по проблеме "Тектоника Тихоокеанского пояса" (Москва, январь, 1973 г.).



Фиг. 1. Тектонические районы Камчатки (по Власову, Жегалову, Ярмолюку, 1963)

Границы: 1 – тектонических районов; 2 – структурно-фациальных зон, 3 – наложенных вулканических поясов; 4 – поднятия; 5 – прогибы; 6 – срединные массивы и выступы фундамента; 7 – Срединный вулканический пояс; 8 – Восточный вулканический пояс; 9 – Центрально-Камчатский глубинный разлом. Структурно-фациальные зоны: I – Западно-Камчатская, II – Центрально-Камчатская, III – Восточно-Камчатская. С – Срединний массив древних пород; Х – Хавывенский выступ; Г – Ганальский выступ; ЛП – Лесновское поднятие; ТП – Тигильское поднятие; ХП – Хайрюзовское поднятие; П – Парапольская впадина; ПВ – Паланская впадина; Б – Большерецкая впадина; ВК – Восточно-Камчатский прогиб; ТШ – Тюшевский прогиб

прослеживании структурных зон Камчатки в Корякском нагорье, где широко развиты отложения флишевого комплекса верхнего мела (Ермаков, 1971), вполне сопоставимого с отложениями Западной Камчатки, выясняется, что с севера по крупным тектоническим нарушениям отложения комплекса примыкают к терригенным и вулканогенным отложениям нижнего мела, на юге они часто граничат по сбросам с верхнемеловыми вулканогенно-осадочными образованиями, иногда подстилают эти отложения или являются фациальным аналогом этих отложений, которые, по данным В.К. Ротмана, Б.А. Марковского (1968) и Б.В. Ермакова (1971), можно сопоставить с вулканогенно-осадочными толщами Центрально-Камчатской зоны.

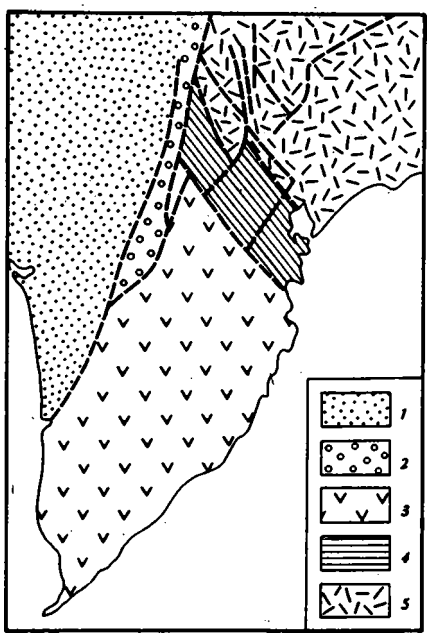
В южной части Камчатки рассматриваемая зона отделена от Центрально-Камчатской структурно-фациальной зоны Срединным массивом, который представляет собой выход кристаллических пород фундамента обеих этих зон.

Последними исследованиями установлено существование двух комплексов пород, слагающих Срединный массив: нижнего, породы которого претерпели глубокий метаморфизм (гранулитовая фация), а затем подверглись диафторезу, и верхнего, породы которого образованы в условиях амфиболитовой и зеленосланцевой фаций метаморфизма. В породах верхнего комплекса обнаружены мезозойские спорово-пыльцевые комплексы. Возраст пород нижнего комплекса неясен. Можно думать, они первоначально представляли собой меланократовые образования, затем существенно и неоднократно гранитизированные. Последняя стадия гранитизации (судя по данным калий-аргоновых определений) проходила здесь в конце позднего мела – палеогена. Видимо, Срединный массив представлял собой область длительно растущего геоантиклинального поднятия, что существенным образом отразилось на развитии Центрально-Камчатской зоны в меловое время.

Центрально-Камчатская зона сложена терригенными и вулканогенно-кремнистыми отложениями верхнего мела. Для этих отложений характерен аркозовый или субаркозовый состав терригенных образований и преимущественно андезито-базальтовый, щелочно-базальтовый состав эффузивов и туфов (в основном псаммитовой и псефитовой размерности) вулканогенно-кремнистых отложений. В некоторых разрезах обильны пепловые туфы и кремнистые породы. Позднемеловые – раннепалеогеновые тектонические процессы проявились здесь весьма интенсивно, так что на меловых отложениях со значительным перерывом залегают олигоцен-миоценовые толщи, представленные терригенно-вулканогенными породами.

В конце палеогена и начале неогена вдоль границы с Западно-Камчатской зоной начинает формироваться Срединный вулканический пояс. Можно думать, что Центрально-Камчатская зона с конца мела "присоединилась" к геоантиклинальному поднятию Срединного массива. Центрально-Камчатская зона прослеживается от Корякского нагорья через всю Центральную Камчатку. В зоне поперечных дислокаций Ганальского хребта и г.Петропавловска-Камчатского она по торцу сочленяется с Курильско-Южнокамчатской структурно-фациальной зоной (Markov, Khotin, 1971). Выделяя Курильско-Южнокамчатскую зону, М.С. Марков и автор объединяют в единый структурный элемент Курильские острова и п-ов Камчатку, считая южную оконечность полуострова примерно от широты г. Петропавловска-Камчатского непосредственным продолжением Курильских островов. Представляется, что образование структур, поперечных общему простиранию зон Камчатки, связано с торцовым причленением к Камчатке Курильской гряды. Сочленение же структур Курильско-Южнокамчатской зоны со структурами Западно-Камчатской зоны не вполне ясно. Судя по геофизическим данным (Апрелков, 1971; Смирнов, 1971), оно затушевано наложенной впадиной Охотского моря и частично перекрыто молодыми отложениями Центрально-Камчатского грабена (фиг. 2).

Курильско-Южнокамчатская зона включает южную часть Камчатки, Курильские острова и Восточное Хоккайдо. В ее пределах на Малых Курильских островах известен разрез начиная с верхнего мела (Соловьева, 1968, 1969; Родионова, Федорченко, 1971). Залегающие ниже образования,



Фиг. 2. Схема сочленения Курильско-Южнокамчатской структурно-фациальной зоны со структурно-фациальными зонами Камчатки (по Апрелкову, 1971)

Структурно-фациальные зоны: 1 – Западно-Камчатская, 3 – Курило-Камчатская, 5 – Восточно-Камчатская; 2 – Центрально-Камчатский грабен; 4 – Петропавловско-Малкинская зона дислокаций

судя по ксенолитам в лавах Больших Курильских островов, представлены преимущественно метаморфическими породами меланократового состава (амфиболиты, пироксеновые гнейсы, габброиды). Меловые отложения сложены эффузивно-туфогенными, реже вулканогенно-терригенными породами. Известково-щелочной и щелочной характер эффузивов, особенности осадконакопления и эпигенетические изменения пород (Соловьева, 1968, 1969) свидетельствуют, что Малая Курильская гряда с конца мела уже существовала как область поднятия. Венчается разрез Малых Курил практически неизмененными базальтами и андезито-базальтами верхов неогена – низов антропогена.

Большая Курильская гряда образована неогеновыми и четвертичными толщами, представленными сложным сочетанием базальтов, андезито-базальтов, андезитов, туфогенных пород, вулканомиктовых конгломератов, песчаников и алевролитов. В разрезе сочетаются морские и континентальные фации (Гаврилов, 1970), аналогичные отложения известны и в пределах Южной Камчатки (Апрелков, 1971). В третичных отложениях этой части зоны сложно сочетаются эффузивные и вулканогенно-осадочные континентальные прибрежно-морские и морские фации. Терригенный компонент обломочных пород образован в основном за счет местных источников. Это свидетельствует, что поднятие Больших Курил уже существовало с начала неогена.

Меловые и кайнозойские отложения Курильско-Южнокамчатской зоны слабо дислоцированы, что отличает эту зону от остальных структурных зон Курило-Камчатской островной дуги. Можно думать, что завершающие геосинклинальное развитие складкообразовательные движения здесь еще не прошли.

Восточно-Камчатская зона характеризуется мощными геосинклинальными разрезами мела, палеогена и неогена. Разрез начинается терригенными граувакковыми толщами верхнего мела, которые не прослеживаются севернее Валагинского хребта. Выше их во всей зоне развиты мощные толщи вулканогенно-осадочных пород также верхнего мела. Состав эффузивов и пирокластики в этих отложениях характеризуется переходным от щелочно-базальтового к толеитовому типу (Ротман, Марковский, 1968). В пределах Валагинского хребта в верхах разреза появляется толща ультраосновных эффузивов и их туфов (Марковский, Ротман, 1971; Эрлих, Шанцер, Кутыев, 1971).

В палеогеновой части разреза, согласно сменяющей меловую, широко развиты терригенные образования субграуваккового состава и верхнепалеогеновые терригенно-вулканогенно-кремнистые породы, среди которых широко распространены битуминозные аргиллиты с горизонтами эффузивов, туфов, кремней и линзами пелитоморфных известняков. Меловые и палеогеновые толщи были смяты в сжатые, изоклинальные складки с проявлением надвиговой тектоники в конце раннего миоцена. Породы среднего и верхнего миоцена накапливались в остаточных прогибах и представлены флишем. Восточно-Камчатская зона с конца плиоцена становится областью формирования Восточного вулканического пояса, идущего параллельно Курило-Камчатскому глубоководному желобу.

В пределах Центрально- и Восточно-Камчатской зон обнажены метаморфические и кристаллические породы фундамента. Они представлены сильно метаморфизованными породами меланократового состава и габброидами и слагают Ганальский хребет, Хавывенскую возвышенность и отдельные тектонические участки в хр. Кумроч, центральных частях п-ова Озерного и о.Карагинского[1].

Восточно-Камчатская зона протягивается от о.Карагинского через п-ов Озерной, хребты Кумроч, Тумрок и Валагинский к п-ову Шипунский, где структуры ее резко поворачивают на юго-восток. Причины такого изменения простирания уже объяснялись выше.

Полуострова Восточной Камчатки (Кроноцкий и Камчатский Мыс), по-видимому, относятся к различным структурам, но объединены в единую структурно-фациальную зону Восточных полуостровов на основе формационного единства палеогеновых отложений (Борзунова и др., 1969).

На п-ове Камчатский Мыс обнажены породы базальт-габбро-гипербазитового комплекса (Марков, Некрасов, Хотин, 1972), которые в сочетании с метаморфическими меланократовыми породами слагают комплекс фундамента.

Возраст фундамента неизвестен. Меловые отложения представлены базальтоидными вулканогенно-кремнистыми и субаркозовыми терригенными отложениями африканской серии (Марков и др., 1969; Хотин, 1972; Шапиро, Хотин, 1973). Палеоген выделен в столбовскую серию эффузивно-пирокластических и туфово-терригенных образований (Борзунова и др., 1969).

Отложения столбовской серии аналогичны по составу палеогеновым толщам Кроноцкого полуострова, а в верхней части – отложениям свиты мыса Толстого на Командорских островах (Ю.В. Жегалов, см. "Геология СССР", т. XXXI, ч. 1, 1964). Аналоги этих образований описаны автором также на востоке п-ова Озерного и в западной части о. Карагинского. Исходя из этого все разрозненные части Восточных полуостровов и островов Камчатки относятся к единой структурно-фациальной зоне.

В структурном отношении п-ов Камчатский Мыс является западным флангом Алеутской островной дуги, которая сочленяется со структурами Восточно-Камчатской структурно-фациальной зоны по торцу (Марков и др., 1969). Вследствие того что аналоги палеогеновых алеутских отложений обнаружены и в составе структур Восточно-Камчатской зоны, сочленение этих двух островных дуг представляется еще более сложным, чем просто торцовое. Возможно, область формирования палеогеновых вулкано-терригенных отложений, а следовательно, и зона торцового сочленения этой области и мел-палеогеновой геосинклинали Восточной Камчатки была значительно шире.

К сожалению, зоны сочленения на полуостровах Камчатский Мыс и Кроноцком перекрыты миоценовыми флишевыми отложениями Тюшевского наложенного прогиба, являющегося общей структурой для зон Восточно-Камчатской и Восточных полуостровов. Граница между зонами проведена по восточному краю флишевых отложений миоцена. Как сводовые поднятия полуострова, по-видимому, оформились в позднем плиоцене после среднемиоценовых движений, затушевавших сложную структуру сочленения островных дуг.

Таким образом, в палеогене Восточные полуострова развивались как крайние западные части чуждых Камчатке поперечных структур. Однако меловая их история тесно связана и с историей мелового вулканогенно-осадочного геосинклинального осадконакопления, к выяснению особенностей которого мы и переходим.

---

[1] Доклад на эту тему при участии автора прочитан на Международном симпозиуме по проблеме "Офиолиты в земной коре", Москва, май-июнь, 1973 г.

ВЕРХНЕМЕЛОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ПОЛУОСТРОВА КАМЧАТСКИЙ МЫС

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ПОЛУОСТРОВА

Стратиграфия. Полуостров Камчатский Мыс имеет довольно сложное геологическое строение, определяемое его положением на стыке двух крупных структур северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса – Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг.

В строении полуострова принимают участие доверхнемеловые породы кристаллического основания, на котором залегают вулканогенно-осадочные и терригенные комплексы отложений верхнего мела, палеогена, неогена и четвертичной системы. Интрузивные образования, широко развитые здесь, представлены допалеогеновыми ультраосновными породами, прорывающими породы фундамента и верхнего мела; позднепалеогеновым комплексом субвулканических даек и силлов субщелочных габброидов, секущих все домиоценовые образования, и миоценовыми дайками диоритовых порфиритов.

Отложения верхнего мела обнажены на южной оконечности полуострова и слагают бóльшую часть южного хребта (фиг. 3). Впервые эти отложения были описаны М.Ф. Двали в 1955 г., который считал их условно мезозойскими. О.С. и Р.И. Вяловы выделили верхнемеловые отложения полуострова в свиту мыса Африка. В 1953 г., во время первых геологосъемочных работ, А.И. Юдиным в основании разреза осадочных отложений была выделена кремнисто-карбонатная свита условно мелового возраста. В 1961 г. Л.П. Грязновым и Ю.А.Новóселовым также была выделена условно верхнемеловая кремнисто-карбонатная толща,не получившая наименования("Геология СССР",т.XXXI,ч. 1,1964).

Нами при геологосъемочных работах (Хотин, 1968, 1972; Долматов, Хотин, 1968, 1969; Марков и др., 1969) позднемеловые отложения были выделены в африканскую серию, расчлененную на смагинскую и пикежскую свиты (фиг. 4). Название серии дано по мысу Африка на восточном побережье полуострова, где были описаны первые разрезы отложений серии. Африканская серия с перерывом и угловым несогласием залегает на сложно построенном комплексе базальтов, габброидов и гипербазитов, верхние 2-5 м мощности которого разрушены до дресвы (Марков, Некрасов, Хотин, 1972). Этот комплекс пород представляет собой фундамент всех осадочных отложений описываемого района. Кроме того, более древними по возрасту, чем породы африканской серии, и, вероятно, входящими в комплекс пород фундамента, являются метаморфические образования, обнаруженные при геологических съемках территории в узких линейно-вытянутых тектонических блоках. Перекрыты отложения африканской серии палеогеновыми вулкано-терригенными толщами столбовской серии, залегающей на подстилающих образованиях с размывом и угловым несогласием. Породы африканской серии прорваны интрузиями серпентинитов и энстатитовых дунитов, сопровождаемых дайковой серией (Долматов, Хотин, 1968, 1969)[1]. Мощность африканской серии 1800-2200 м. Смагин-

[1] Исследования автора в хр. Кумроч в 1972 г. свидетельствуют о возможном интрузивном характере внедрения гипербазитов.

ская и пикежская свиты африканской серии расчленены каждая на две подсвиты. Обе подсвиты смагинской свиты и нижняя подсвита пикежской сложены вулканогенно-осадочными породами и объединены мною в эффузивно-туфово-кремнистую формацию, которая и является предметом специального рассмотрения в настоящей работе. Верхняя подсвита пикежской свиты представляет собой терригенную формацию, сложенную субаркозовыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами.

Позднемеловой возраст отложений африканской серии основан на весьма скудных находках известковых фораминифер в карбонатных породах смагинской свиты, а также на определениях бедного в видовом отношении комплекса спор и пыльцы из алевролитов верхней подсвиты пикежской свиты. Фораминиферы определены Н.М. Райковой и свидетельствуют о возможно позднемеловом возрасте вмещающих пород. Г.Н. Курносова отмечает присутствие в составе комплекса спор и пыльцы форм, которые характерны для нижнемеловых отложений вместе с видами, встречаемыми в позднем мелу и низах палеогена. Г.Н. Курносова, определившая комплекс, считает возможным датировать вмещающие его отложения верхним мелом.

Верхняя возрастная граница африканской серии определена по несогласному налеганию столбовской серии палеоцен-олигоценового возраста (Борзунова и др., 1969). Надо отметить, что и эта граница недостаточно установлена, так как палеоценовая фауна обнаружена в столбовской серии только в 2000 м выше ее подошвы. Не исключено, что нижней возрастной границей серии являются верхи позднего мела. Возраст пород фундамента неизвестен. Поэтому нижняя возрастная граница африканской серии не определена. Существуют также косвенные данные, подтверждающие позднемеловой возраст серий. На п-ове Озерном, по данным Б.И. Сляднева и автора, в породах, сходных с яшмово-карбонатными слоями смагинской свиты, обнаружены остатки толстостворчатых иноцерамов, возможно позднемеловых (определения М.А. Пергамента). Исходя из вышеизложенного, несомненно, что в составе отложений африканской серии присутствуют верхнемеловые образования. Однако не исключено, что серия соответствует более широкому, чем верхний мел, стратиграфическому диапазону.

До последнего времени в пределах структурно-фациальной зоны Восточных полуостровов Камчатки аналоги африканской серии известны не были. На п-ове Озерном Б.И. Слядневым и С.А. Мельниковой в 1969 г., а в 1970 г. автором были отмечены яшмово-карбонатные образования в составе вулканогенно-осадочного разреза, охарактеризованного фауной позднемеловых иноцерамов.

На п-ове Озерном автором были обнаружены розовые известняки и обрывки яшмово-карбонатных слоев, залегающие в виде ксенолитов в мощном горизонте палеогеновых пироксеновых андезито-базальтов. Размеры ксенолитов 30-40 см в поперечнике, причем в некоторых из них сохраняется первичная слоистость. Интересно, что в составе ксенолитов, которые буквально переполняют 6-метровый пласт эффузива, резко преобладают розовые известняки. Известняки часто имеют первичную пелитоморфную структуру, иногда перекристаллизованы, но сохранили единичные раковинки фораминифер. Яшмы почти полностью перекристаллизованы. Кроме яшмово-карбонатных слоев встречены единичные ксенолиты тонкослоистых темно-серых биотитовых песчаников, иногда с прослойками светло-серых или белых известняков. По составу песчаники аналогичны песчаникам пикежской свиты африканской серии. Анализируя указанный материал, автор приходит к выводу о несомненном существовании в районе теперешнего п-ова Озерного отложений, аналогичных верхнемеловым толщам п-ова Камчатский Мыс. По-видимому, они были развиты там на значительно более ограниченной площади и имели меньшую мощность. Доказательством служит крайне редкое нахождение пород формации.

На о. Беринга, по данным О.А. Шмидта и М.Н. Шапиро (личные сообщения), породы, аналогичные породам африканской серии, содержатся в гальке эоценовых конгломератов основания палеогенового разреза командорской серии. Особенно отчетливо диагностируются среди обломков красные сферолитовые яшмы,

стекловатые базальты и биотитовые песчаники, которые невозможно спутать с породами других районов.

По данным глубоководного бурения на "Гломаре Челенджере" по профилю XIX (''Summaru...", 1971), проходящему вдоль Алеутских островов от п-ова Аллена до о. Беринга, в скв. 192 были пробурены верхнемеловые отложения. Это единственная скважина, в которой американские геологи обнаружили маастрихтские неконсолидированные осадки. Они представлены известняками, известковистыми глинами с примесью алевролитов и песков и залегают непосредственно на пироксен-плагиоклазовых базальтах, которые были пройдены на глубину 13 м.

Есть основания полагать, что терригенные и терригенно-карбонатные породы полуостровов Камчатский Мыс и Озерный являются стратиграфическими аналогами этих неконсолидированных осадков. Мощность последних 104 м. На них с перерывом залегают верхнеолигоценовые аргиллиты.

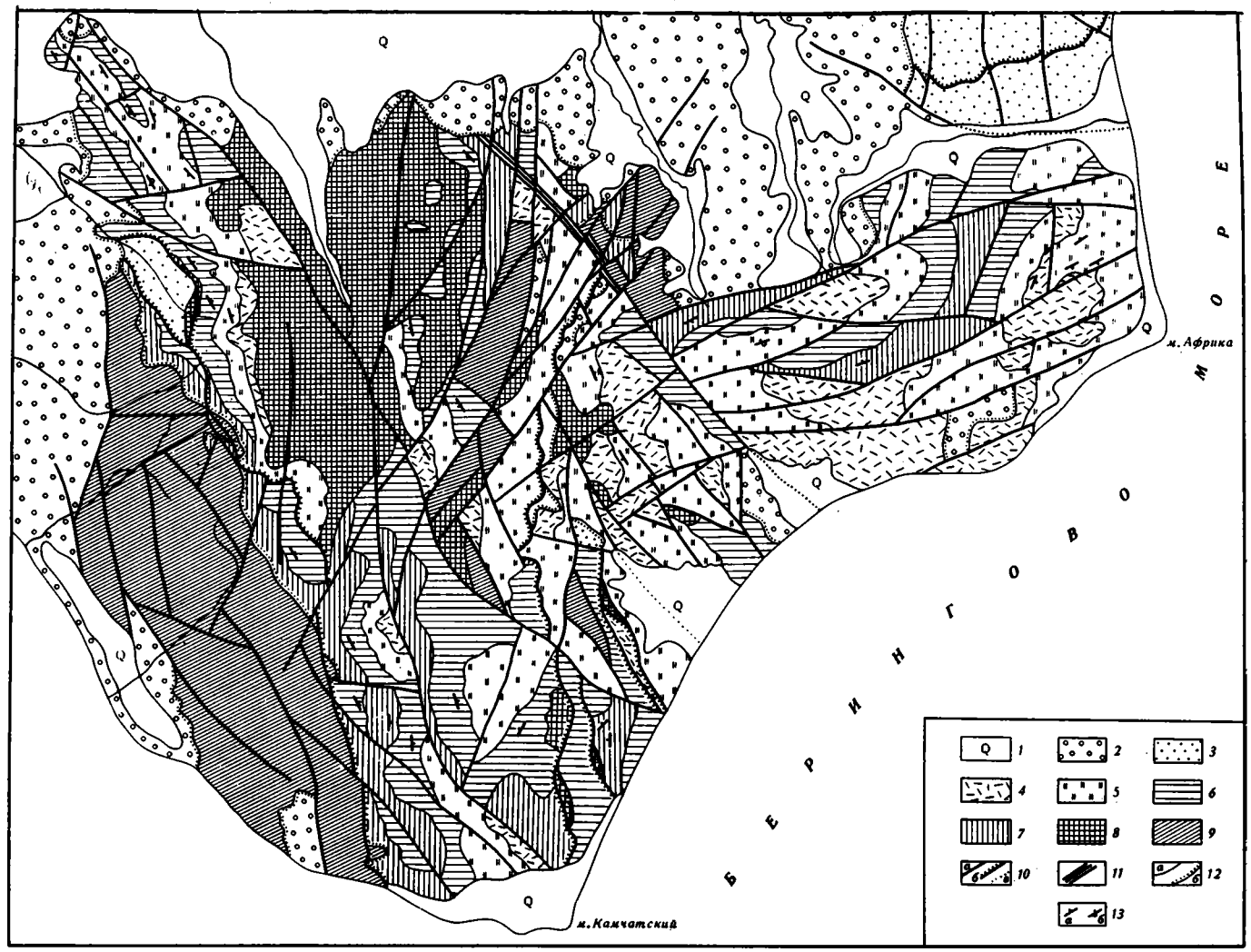
Изложенные факты позволяют считать, что отложения верхнего мела, аналогичные отложениям африканской серии, были распространены значительно шире, чем наблюдаются сейчас, и, по данным автора и М.С. Маркова (1972), покрывали большую площадь океанического ложа в северо-западной части Тихого океана. Туфы и туффиты африканской серии, вероятно, были распространены более локально.

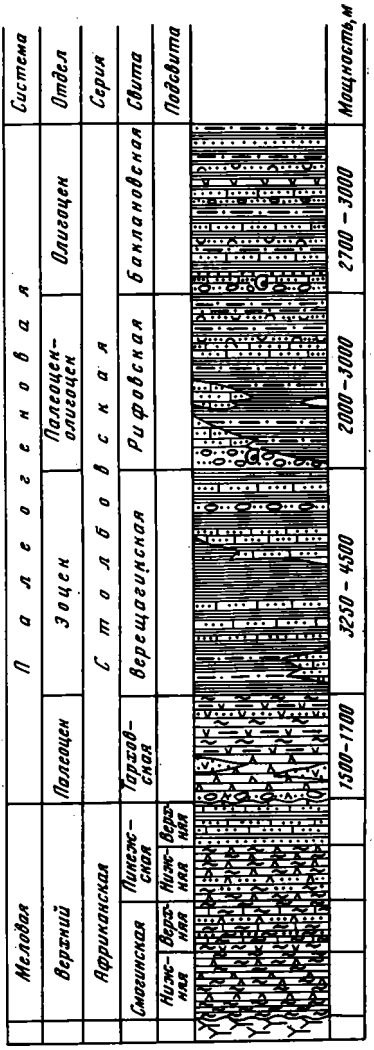
Палеоцен-олигоценовая столбовская серия занимает среднюю и северную части п-ова Камчатский Мыс (Борзунова и др., 1969). Серия снизу вверх разделена на тарховскую, верещагинскую, рифовскую и баклановскую свиты; все свиты связаны между собой постепенными переходами.

Разрез столбовской серии в основании представлен эффузивно-туфово-кремнистыми отложениями (1300-1600 м) с базальными конгломератами из галек меловых и более древних пород (тарховская свита) и вулканогенно-терригенными, часто флишоидными толщами с единичными пластами эффузивов (верещагинская, рифовская и баклановская свиты). Мощность серии 10-12 км. По возрастному диапазону и литолого-петрографическим особенностям столбовская серия соответствует отложениям палеоцен-олигоценовой кроноцкой серии на п-ове Кроноцком (Садреев, Долматов, 1965), эоцен-олигоценовым отложениям Командорских островов (Жегалов, "Геология СССР", т. XXXI, ч. 1, 1964) части палеогеновых образований п-ова Озерного и о. Карагинского, а также формации Vega Bay о. Кыска на Алеутской гряде (Coats, 1947; Coats a.o., 1961), формации Amchitka о. Амчитка (Powers, Coats, Nelson, 1960), формации Unalaska о. Уналяска (Morozewicz, 1925) и группе Beaver Bay на п-ове Аляска. Прорваны отложения столбовской серии комплексом даек и силлов субщелочных габброидов, абсолютный возраст которых (по K-Ar методу) 36±2 млн. лет.

Фиг. 3. Схематическая геологическая карта южной части п-ова Камчатский Мыс

1 - четвертичные отложения: аллювиальные, ледниковые, морские; 2 - неогеновые отложения; 3 - палеогеновые отложения, столбовская серия. Верхний мел, африканская серия: 4,5 - пикежская свита (4 - верхняя подсвита: песчаники, алевролиты, аргиллиты, 5 - нижняя подсвита: туфы, туффиты, туфосилициты); 6,7 - смагинская свита (6 - верхняя подсвита: туфы, туффиты, эффузивы, железистые аргиллиты, яшмы, известняки, 7 - нижняя подсвита: туфы, туффиты, эффузивы, железистые аргиллиты, яшмы); 8 - позднемеловой интрузивный комплекс, серпентиниты, дуниты, перидотиты, пироксениты; 9 - комплекс пород фундамента: базальты, габбро-диабазы, габбро-гипербазиты, метаморфические породы; 10 - разрывные нарушения (а - установленные, б - под четвертичными образованиями, в - надвиги); 11 - Пикежская зона дислокаций (глубинный разлом); 12 - границы (а - нормальные стратиграфические и интрузивные, б - несогласного налегания); 13 - направление падения пород (а - нормальное, б - опрокинутое)


Q
м. Африка
м. Камчатский
БЕРИНГОВО МОРЕ
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13



Фиг. 4. Схема стратиграфического расчленения верхнемеловых и палеогеновых отложений п-ова Камчатский мыс

Миоценовые отложения п-ова Камчатский Мыс представлены обрывками флишевой толщи, слагающей Тюшевский синклинорий. Они залегают на более древних образованиях с размывом и резким угловым несогласием. Также с угловым несогласием на породах мела, палеогена и миоцена залегают рыхлые, слабо дислоцированные песчано-глинистые и глинисто-галечниковые отложения плиоцена и плейстоцена.

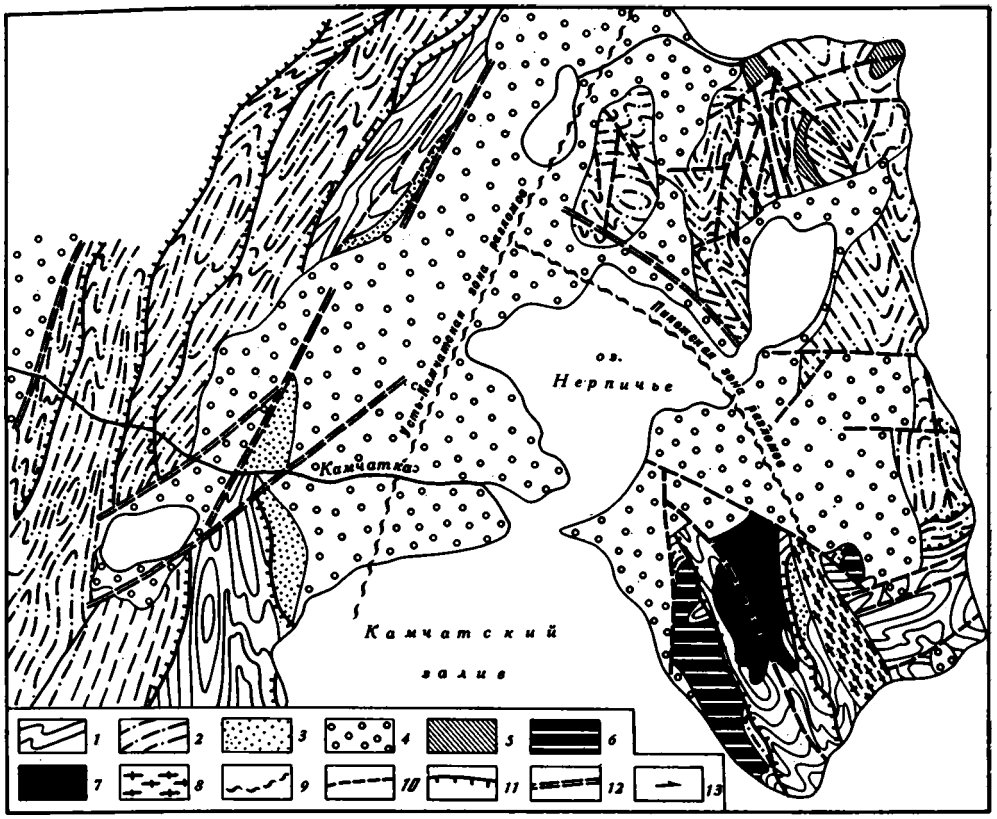
Тектоника. В пределах п-ова Камчатский Мыс распространены разрывные и складчатые структуры преимущественно северо-западного простирания (фиг. 5). Полуостров представляет собой сложно построенный горст-антиклинорий, наиболее приподнятая южная часть которого протягивается вдоль юго-западного побережья полуострова и сложена породами верхнего мела, интрузиями гипербазитов, габброидами и метаморфидами фундамента. Южное крыло антиклинория опущено под воды Камчатского залива, но, судя по аэромагнитным данным, его строение здесь существенно не меняется.

Центральная часть горст-антиклинория сложена вулканогенно-кремнистыми образованиями африканской серии, подвергшимися интенсивным складчатым деформациям. Отчетливо выделяются складки с размахом крыльев по различным горизонтам смагинской свиты 0,3-2,0 км. Крылья этих складок, углы падения которых варьируют от 45 до 70°, осложнены многочисленными мелкими антиклиналями и синклиналями.

Высокая степень дислоцированности верхнемеловых пород обусловлена, с одной стороны, их близостью к Пикежской зоне разломов, а с другой - широким развитием разновозрастных разломов, среди которых преобладают надвиги и секущие их взбросы и сбросы.

Выделяются две системы надвигов. Одна из них (ее типичным представителем является надвиг горы Смагина) прослеживается от нижнего течения р.Каменной на северо-запад до верховьев р. Быстрой. Падение плоскости сместителя, которая трассируется по зоне трещиноватости и милонитизации и иногда достигает ширины 80-100 м, восток-северо-восточное с углами падения пород от 25-30° на юге до 60-70° на севере. Фронтальную часть надвига, которая сложена породами смагинской свиты, смятыми в мелкие складки, перекрывают как меловые, так и палеогеновые образования.

Система надвигов р. Угловой характеризуется субмеридиональным простиранием и наклоном плоскостей сместителей на запад. Севернее Пикежской зоны разломов надвиги не прослеживаются. Вдоль плоскостей их сместителей наблюдаются синие глинки трения, содержащие линзы серпентинитов и ороговикованных вмещающих пород. Висячие крылья надвигов сложены верхнемеловыми породами; в лежачих, как правило, присутствуют миоценовые отложения. Последний факт, по нашему мнению, служит доказательством более позднего заложения системы надвигов р. Угловой.

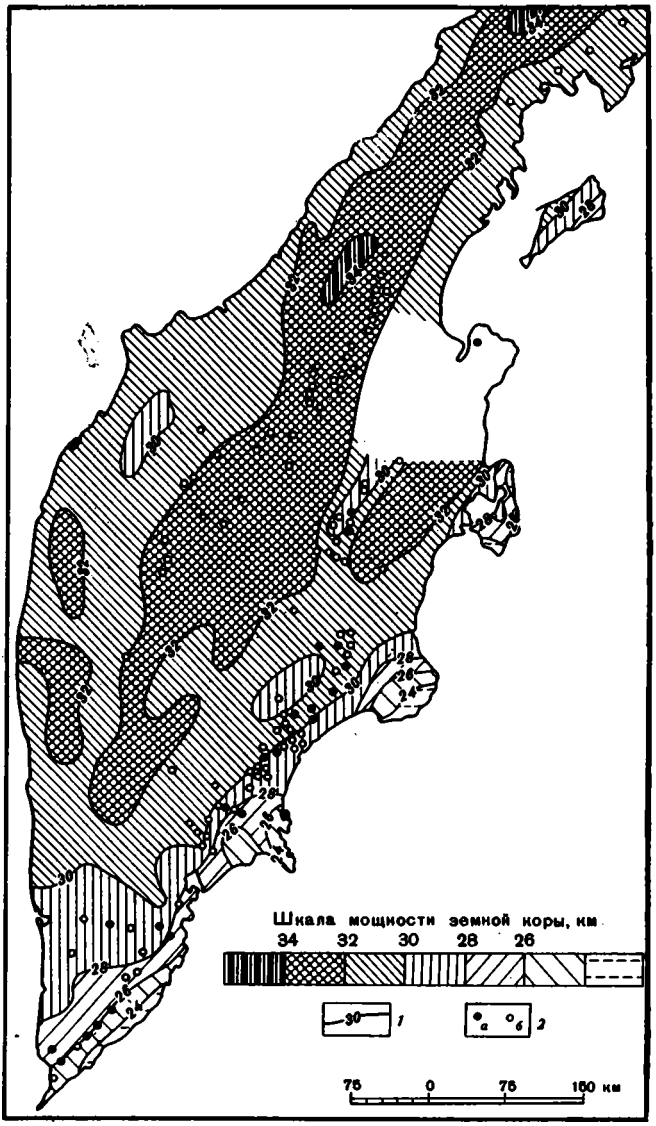


Фиг. 5. Тектоническая схема п-ова Камчатский Мыс и прилегающей части хр. Кумроч

1 – верхний мел; 2 – палеоген; 3 – неоген; 4 – плиоцен – четвертичные отложения; 5 – позднепалеогеновые интрузии; 6 – породы фундамента; 7 – допалеогеновые интрузии (протрузии); 8 – зоны дислокаций; 9 – глубинные разломы; 10 – сбросы, сдвиги; 11 – надвиги; 12 – неодислокации; 13 – направление сдвига

Многочисленные более поздние нарушения типа сбросов и взбросов создают на поверхности сложный ветвящийся рисунок и разбивают породы ядра горст-антиклинория на узкие блоки, вытянутые в северо-западном направлении. Часть этих нарушений продолжается и в отложениях плиоцена и плейстоцена. Местами сетка разломов сгущается, образуя отдельные зоны. Одна из таких зон протягивается вдоль южного побережья полуострова в пределы развитого здесь комплекса габброидов фундамента. Многочисленные разрывы часто хорошо дешифрируются на аэрофотоснимках и прослеживаются по выходам сероводородных источников.

Северное крыло горст-антиклинория отделено от его ядра Пикежской зоной разломов, которая прослеживается, по геологическим и геофизическим данным, от устья р. Тарховки до устья р. Пикеж. Вдоль этой зоны наблюдается полоса передробленных, сильно измененных пород, превращенных на поверхности в вязкую синюю тектоническую глинку, содержащую подчас серпентинитовые включения. В устье р. Пикеж ширина этой полосы 7–8 км, в бассейне ручья Незаметного 1,0–1,5 км; в среднем течении ручьев Хитрого и Обрывистого мощность зоны тектонически переработанных пород уменьшается до нескольких сотен метров. Далее на северо-запад зоне Пикежских разломов соответствуют, по данным Л.А. Ривоша и Г.П. Декина, зоны высоких градиентов гравитационного и магнитного полей.



Фиг. 6. Карта мощности земной коры Камчатки (по Павлову, Юнову, 1970)

1 – изолинии мощности земной коры; 2 – вулканы (а – действующие, б – потухшие)

Северное крыло горст-антиклинория п-ова Камчатский Мыс характеризуется несколько иным типом дислокаций. Здесь развиты разломы типа сдвигов и взбросо-сдвигов, причем складки и, вероятно, надвиги лишь сопутствуют им (Марков и др., 1969).

Полуостров Камчатский Мыс, как отмечалось и ранее многими исследователями (Власов, Жегалов, Ярмолюк, 1963), является крайним западным флангом Алеутской островной дуги, которая причленяется к структурам Восточной Камчатки по торцу, трассируемому Усть-Камчатской зоной разломов.

В современной структуре северо-западной части Тихоокеанского подвижного кольца п-ов Камчатский Мыс расположен вблизи границы континентального и океанического типов земной коры. По данным ГСЗ, выклинивание "гранитного" слоя происходит под внешним (по отношению к океану) склоном Курило-Камчатского глубоководного желоба (фиг. 6).

Ось желоба, по данным В.И. Тихонова и Г.Б. Удинцева (1960; Удинцев, 1960, 1964), расположена в непосредственной близости от п-ва Камчатский Мыс. Изобата 4000 м проходит в 60 км к востоку от него, а изобата 2000 м – всего в 15 км.

Поля силы тяжести на полуострове, по данным камчатских геофизиков (Павлов, Юнов, 1970), увеличиваются с запада на восток, что объясняется приближением к дневной поверхности границы Мохоровичича. Изоаномалы имеют два простирания: северо-восточное и северо-западное. На юге полуострова отмечена локальная аномалия, связанная с крупным массивом ультраосновных пород. В центре южной части полуострова наблюдается четкая гравитационная ступень. Она связана с крупной зоной дислокаций (Пикежской), вдоль которой на поверхность "выжаты" блоки метаморфических и габброидных пород фундамента, залегающие в перетертых (иногда до состояния синих глин) серпентинитах, образующих протрузии.

Северо-западное направление гравитационных и магнитных аномалий (Тихонов, 1959; Ривош, 1963) соответствует северо-западному простиранию складчатых структур и сопровождающих их надвигов, по которым также происходит выдавливание ультраосновных пород.

КОМПЛЕКС ПОРОД ФУНДАМЕНТА

В комплекс пород фундамента верхнемеловых и более молодых отложений полуострова входят гипербазиты, габброиды и базальты, связанные постепенными переходами, а также метаморфические образования.

Породы базальт-габбро-гипербазитового комплекса обнажены вдоль южного берега полуострова от верховьев р. Быстрой до долины р. Каменной. Они прослеживаются в виде непрерывной полосы выходов длиной около 19 км при средней ширине 4 км (см. фиг. 3). Наиболее хорошо эти породы обнажены в долинах рек Мутной, Медвежьей, Стремительной и Водопадной, а также в береговых обрывах Камчатского залива между устьями рек Стремительной и Водопадной.

В описываемом районе комплекс пород фундамента сложен разнообразными по составу, структуре и текстуре габброидами - габбро, габбро-пегматитами, габбро-диабазами и шаровыми базальтовыми порфиритами (Марков, Некрасов, Хотин, 1972).

Севернее выходов верхнемеловых пород африканской серии и прорывающих их интрузий породы фундамента обнажены вдоль Пикежской зоны дислокаций в небольших тектонических блоках и представлены габбро-норитами и амфиболизированными габбро.

В нижней части комплекса фундамента распространены крупнозернистые диаллаговые габбро и габбро-пегматиты с большим количеством включений и линз гипербазитов (часто пироксенитов) и оливиновых габбро[1]. Размеры таких включений достигают нескольких десятков метров в длину при мощности 2-5 м. Резкие границы включений с вмещающими породами отсутствуют. Эти взаимоотношения отчетливо видны на мысе Каменистом, где в береговых обрывах Камчатского залива обнажены среднезернистые диаллаговые габбро, среди которых гнездами (15 × 25 см) и отдельными полосами распространены крупнозернистые, часто пегматоидные габбро. В целом создается впечатление, что породы обладают грубой, неправильной линзовидной полосчатостью. Далее на восток среди диаллагового габбро начинают появляться неправильной, изометричной формы скопления оливинового габбро, которые в 300 м к востоку от мыса Каменистого слагают основную массу обнажений. Вблизи устья р. Водопадной в оливиновых габбро появляются линзы и включения серпентинизированных дунитов. Размеры этих включений не превышают 5 × 10 м. Переход от серпентинизированных дунитов к оливиновым габбро постепенный: в ультраосновных породах вначале появляются отдельные зерна плагиоклаза, количество которых постепенно увеличивается при переходе к оливиновым габбро; ширина таких зон перехода достигает 2-5 м. Таким образом, на расстоянии 1 км в габброидном комплексе наблюдаются диаллаговые габбро, габбро-пегматиты, оливиновые габбро и серпентизированные дуниты. При этом нигде не удается наблюдать секущих, интрузивных контактов этих образований, напротив, взаимоотношения этих пород, наблюдаемые в обнажениях, напоминают постепенное замещение одних разностей другими. То же выявляется и при их микроскопическом изучении.

Верхняя часть комплекса фундамента сложена в основном амфиболитизированными габбро-диабазами, диабазами и в меньшей степени шаровыми базальтами и базальтовыми порфиритами (фиг. 7). Немаловажную роль в верхней

---

[1] Термин "оливиновое габбро" применяется здесь для пород, отвечающих таковым по составу, но имеющих неинтрузивные структуры.

Фиг. 7. Шаровые базальты в верхней части комплекса пород фундамента

части комплекса пород фундамента играют и крупнозернистые диаллаговые габбро, образующие среди мелкозернистых пород (диабазов, долеритов и габбро-диабазов) пятна, гнезда и тела неправильной формы, количество которых постепенно увеличивается вниз по разрезу. В результате этого невозможно провести четкую границу между верхней и нижней частями комплекса.

Петрографическое изучение пород комплекса, проведенное автором совместно с М.С.Марковым и Г.Е.Некрасовым, позволяет сделать вполне определенные выводы об их происхождении. Имеющиеся материалы показывают, что выделяемые разности габброидов, развитые преимущественно в нижних частях комплекса, образовались скорее всего за счет процессов метасоматической переработки (пироксенизации и фельдшпатизации) ультраосновных пород. Для верхней части комплекса фундамента, где широко развиты мелкозернистые габбро, габбро-диабазы и шаровые базальты, процесс "габброидизации", по-видимому, аналогичен тому, что мы видим в нижней части. Близкий к габбро первичный состав пород этот процесс затушевывает. Однако то, что и в верхней части комплекса фундамента наблюдаются крупнозернистые диаллаговые габбро, видимо, свидетельствует о наличии здесь описываемого процесса метасоматоза. Интересно, кроме того, отметить, что для пород комплекса характерно широкое развитие процессов поздней амфиболитизации и полевошпатизации. В результате последнего процесса появляются новообразования более кислого плагиоклаза. Не исключено, что в пределах рассматриваемых образований встречаются породы, происхождение которых связано с частичным анатексисом и перемещением вещества внутри комплекса габброидов, вследствие чего появляются породы с типичными диабазовыми и габбровыми структурами.

Метаморфические породы встречены только в узких чешуеобразных тектонических блоках, расположенных вдоль Пикежской зоны дислокаций. Наибольшая ширина таких блоков 200 м, длина 900-1000 м. Обычно же эти породы наблюдаются в виде мелких развальцованных будин, выжатых вместе с серпентинитами в плоскостях надвигов, сопутствующих Пикежскому глубинному разлому.

Метаморфические породы представлены амфиболитами, гранат-биотит-амфибол-плагиоклаз-кварцевыми, хлорит-эпидот-мусковит-плагиоклаз-кварцевыми и хлорит-эпидот-мусковит-плагиоклаз-кварцевыми кристаллическими сланцами (бластоклазиты гнейсов), хлорит-эпидот-актинолит-альбитовыми, глаукофан-актинолит-альбитовыми и пумпеллиит-альбитовыми микрокристаллическими сланцами.

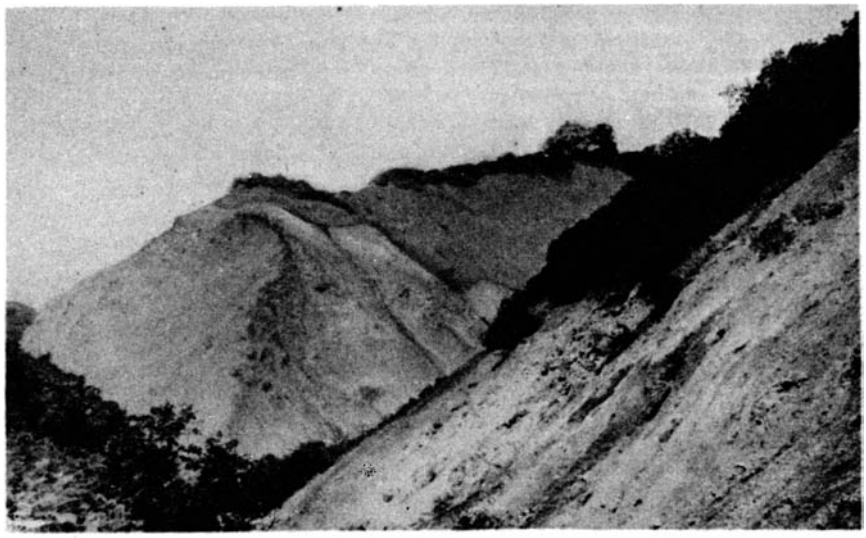
Происхождение метаморфических пород, по-видимому, связано с динамометаморфизмом габброидных пород в зонах крупных тектонических нарушений.

В последние годы выяснилось, что аналогичные комплексы габброидов слагают фундамент многих островных дуг (Марков, 1970; Пейве и др., 1971; Davies, 1968, 1971; Peive, Markov, 1971; и др.). Сходные породы описаны австралийскими геологами в юго-восточной части о. Новая Гвинея. Здесь, по данным Х.Дэвиса (Davies, 1968, 1971), выше ультраосновных пород, преимущественно энстатитовых оливинитов, тектонически перемещенных в верхние горизонты земной коры, залегает комплекс габброидов, образовавшихся в результате метасоматической переработки ультрабазитов. Совершенно постепенны переходы от ультрабазитов к габброидам с зонами "переслаивания" пироксенитов, габбро и анортозитов. Выше габброидов залегают мел-палеогеновые толщи базальтов и их туфов, мощность которых достигает 2,5-3 км. Не исключено, что в некоторых районах о. Новая Гвинея под мел-палеогеновыми эффузивами залегает толща зеленых сланцев и мелкозернистых долеритов - метаморфические породы Уреpеэ (Smith, Green, 1961). М.С. Марковым (1970) было показано, что аналогичное место в разрезе островных дуг занимают метаморфические породы меланократового состава (амфиболиты, гранатовые амфиболиты, эклогиты) и что эти породы должны рассматриваться как представители "базальтового" слоя земной коры (Пейве и др., 1971). Если эти рассуждения справедливы, то мы должны прийти к выводу о неоднородности "базальтового" слоя земной коры по латерали и, вероятно, по разрезу. Он сложен как сильно метаморфизованными породами преимущественно базальтового состава, так и метасоматически измененными габброидизированными ультраосновными породами.

В данном случае несомненный интерес представляет тот факт, что верхнемеловые отложения п-ова Камчатский Мыс формировались на комплексе кристаллических пород, отвечающих "базальтовому" слою земной коры и, возможно, являвшихся в геологическом прошлом частью ложа Тихого океана.

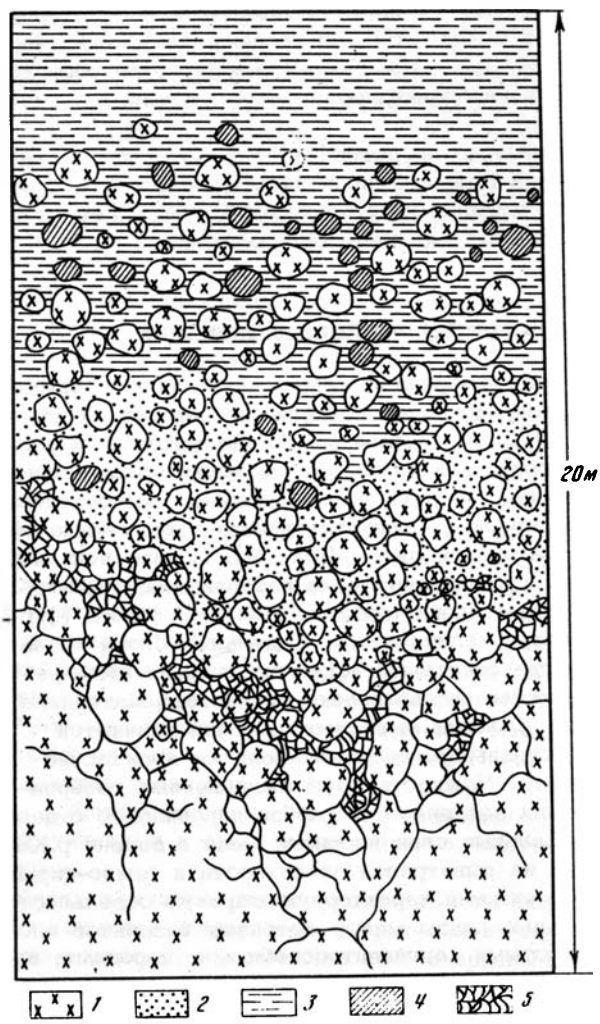
ВЕРХНЕМЕЛОВАЯ ЭФФУЗИВНО-ТУФОВО-КРЕМНИСТАЯ ФОРМАЦИЯ

Несогласное залегание верхнемеловой эффузивно-туфово-кремнистой формации, охватывающей большую часть разреза африканской серии, на породах фундамента неоднократно описано автором, М.С. Марковым и Б.К. Долматовым в разных районах южной части полуострова. Так, в первом от устья правом притоке р. Каменной зона контакта заметна уже издали: на зеленые, темно-зеленые породы фундамента здесь налегают красные, вишнево-красные, коричневые эффузивы и железистые аргиллиты смагинской свиты (фиг. 8). Вблизи контакта породы фундамента, представленные среднезернистыми габброидами, теряют монолитность, распадаясь на отдельные блоки,часто неправильной формы (фиг.9) Ближе к контакту их раздробленность увеличивается. Отдельные блоки уменьшаются в размерах до дресвы, иногда состоящей исключительно из выветрелых кристаллов пироксена, а количество межблокового глинистого материала увеличивается. Пространство между блоками выполнено зеленой глинистой массой, которая, по данным В.И. Муравьева, содержит большое количество смешанно-слойного хлорита-коренсита. Мощность зоны разрушенных габброидов 2 - 12 м. Контакт вышележащих эффузивов с габбро неровный, с отдельными карманами и "заливами". Базальные слои верхнего мела в долине р.Каменной представлены красноватыми на выветрелой поверхности и темно-серыми на свежем сколе базальтами, имеющими характерную шаровую отдельность. Межшаровые пространства и отдельные линзы между потоками базальтов сложены красно-коричневыми железистыми аргиллитоподобными породами, которые по простиранию сменяют эффузивы. Между шарами базальтов и в основании сменяющего базальты слоя железистых аргиллитов заключены угловатые обломки габброидов и бесформенные сгустки зеленой глинистой массы.



Фиг. 8

Фиг. 8. Характер контакта красных железистых аргиллитов (гиалокластитов) и разрушенных габброидов фундамента в низовьях р. Каменной (фото М.С. Маркова)



Фиг. 9

Фиг. 9. Характер контакта верхнемеловых отложений и пород комплекса фундамента

1 – габброиды; 2 – тонкоизмельченные габброидные породы; 3 – железистые аргиллиты (гиалокластиты) верхнего мела; 4 – обломки гипербазитов; 5 – дресва габброидных пород

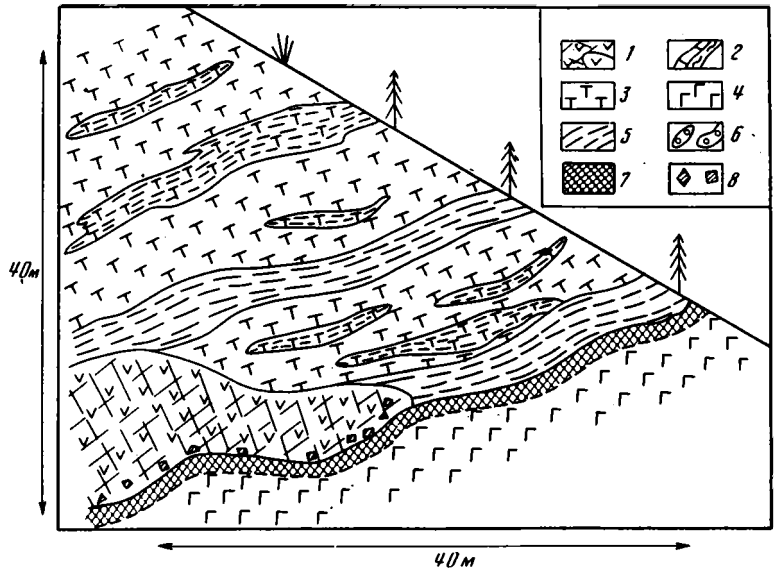
Сходное строение контакта наблюдалось автором в долине р. Медвежьей, в небольшом правом распадке в ее верховьях (фиг. 10), где на разрушенные диабазы верхней части комплекса фундамента налегают по очень четкой границе шаровые базальты. Четкость границы подчеркивается грязно-зеленым цветом разрушенных диабазов и вишнево-коричневым цветом налегающих на них базальтов. Мощность разрушенного слоя диабазов 1,5-2 м. Последние 10-20 см его почти нацело сложены зеленой глинистой массой. Непосредственно на контакте эффузивы сложены мелкими будинками, комками, желваками и шариками (фиг. 11), погруженными в бурую глинистую массу. Уже в 1 м выше контакта базальты имеют четкую шаровую отдельность с размером шаров до 0,5-0,8 м в поперечнике. Вверх по слою эффузивов шаровая отдельность местами сменяется подушечной. В 3 м выше контакта в центральной части шаров появляются мелкие порфировые вкрапленники. На поверхности шаров и подушек отмечается корка, представленная бурым аргиллитоподобным материалом, не отличимым от материала, слагающего межшаровые пространства. Аналогичный аргиллитоподобный материал сменяет по простиранию выклинивающийся поток шаровых базальтов, мощность которого местами достигает 10 м. Слой железистых бурых аргиллитов достигает мощности 5-6 м, залегая непосредственно на разрушенных габброидах. Нижние 10-15 см слоя в результате смешения глинистого материала пограничных слоев приобретают коричнево-зеленую окраску.

Строение формации

В разрезе формации выделяются хорошо прослеживающиеся три толщи.

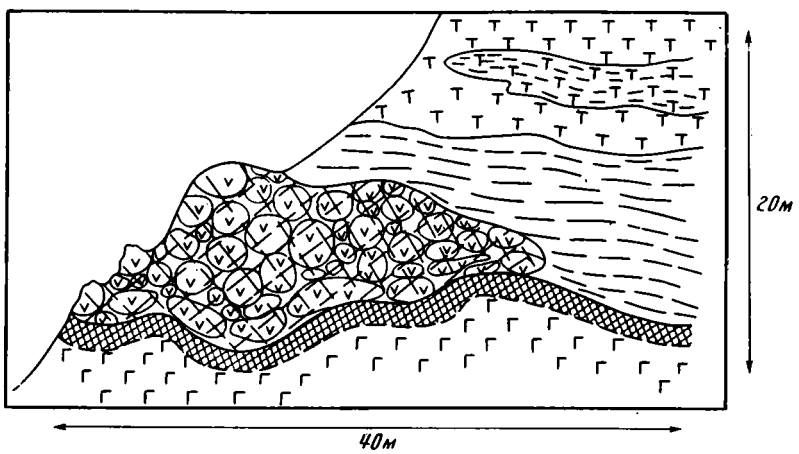
Нижняя толща сложена кремнистыми и известковистыми зелеными и бурыми туфами и туффитами пелитовой, алевролитовой и алевропсаммитовой размерности. Изредка наблюдаются небольшие по мощности (1-2 м) и не выдержанные по простиранию линзы и прослои более грубообломочных пород, представленных, как правило, псаммитовыми туффитами. В меньшем количестве в толще присутствуют красно-бурые железистые аргиллиты и алевропелиты, эффузивы, яшмы. Наиболее представительный разрез этой части формации описан в верховьях рек Быстрой и Мутной, на западе района, где на разрушенные до дресвы габбро-диабазы снизу вверх ложатся следующие породы (фиг. 12, колонка 1):

		Мощность, м
1.	Базальт шаровый, афировый, буро-коричневый. Промежутки между шарами выполнены красно-бурым глинистым материалом. По направлению к востоку базальт сменяется неслоистыми красно-бурыми аргиллитами, в подошве которых много обломков подстилающих габбро-диабазов	4-6
2.	Туфы псаммитовые, алевропсаммитовые, кремнистые, буро-зеленые, переслоенные через 2-3 м бурыми алевритовыми туфами	220
3.	Туфы алевропсаммитовые, зеленые, переслоенные через 5-10 м кремнистыми алевропелитовыми темно-серыми туфами	180
4.	Туфы алевропсаммитовые, бурые, сильно ожелезненные, переслоенные через 0,5-10 см железистыми, бурыми аргиллитами и содержащие линзы этих пород	5
5.	Слой, аналогичный слою 3	115
6.	Туфы алевропелитовые, грязно-зеленые, кремнистые, с прослоями и линзами зеленых кремней	70
7.	Аргиллит железистый, коричнево-бурый, неслоистый	10
8.	Туфы пелитовые и алевропелитовые, кремнистые, зеленые, слоистые	30
9.	Слой, аналогичный слою 7	5
10.	Туф алевропсаммитовый, массивный, светло-зеленый	10
11.	Туфы пелитовые, зелено-бурые, переслоенные через 1,0-1,5 см ярко-зелеными кремнистыми туффитами	3
12.	Туф алевритовый, массивный, зеленый	20



Фиг. 10. Контакт пород фундамента с эффузивами и гиалокластитами формации Камчатского Мыса

1 – эффузивы, в том числе шаровые; 2 – яшмово-карбонатные пакеты; 3 – туфы и туфосилициты; 4 – породы фундамента; 5 – гиалокластиты; 6 – сферолитовые яшмы; 7 – дресва габброидов фундамента; 8 – дресва, закатанная в лаву



Фиг. 11. Контакт габброидов с шаровыми базальтами и гиалокластитами. Обозначения см. на фиг. 10

		Мощность, м
13.	Спилит бурый, флюидальный	2
14.	Туф алевритовый, синевато-зеленый, с линзочками (мощностью до 1–2 см) светло-зеленых кремней	0,8
15.	Туф пелитовый, кремнистый, темно-серый, с тонкими линзочками (до 5–8 см) серого известняка	1,2
16.	Кремни ярко-зеленые, переслоенные через 1–1,5 см туффитами алевропелитовыми, кремнистыми, темно-зелеными	7
17.	Кремни неяснополосчатые, массивные, серые, серо-зеленые	27
18.	Туфы кремнистые, алевропелитовые, неяснослоистые, светло-зеленые	15

Мощность разреза 627 м.

Разрез толщи в верховьях р. Медвежьей значительно меньше по мощности, хотя состав пород, его слагающих, их характер и переслаивание остаются прежними. Как и в предыдущем разрезе, здесь на разрушенную до дресвы породу, сцементированную грязно-зеленой глинистой массой, ложатся красно-бурые эффузивы, сменяющиеся по простиранию линзами красно-коричневых железистых аргиллитов. Мощность линзы эффузивов 0–10 м, мощность линз железистых аргиллитов не превышает 2–3 м. На границе с габброидами в эффузивах и в аргиллитах присутствует большое количество сильно выветрелых осветленных обломков этих пород. Мощность слоя разрушенных габброидов 5 м.

Выше снизу вверх по разрезу залегают (см. фиг. 12, колонка 3):

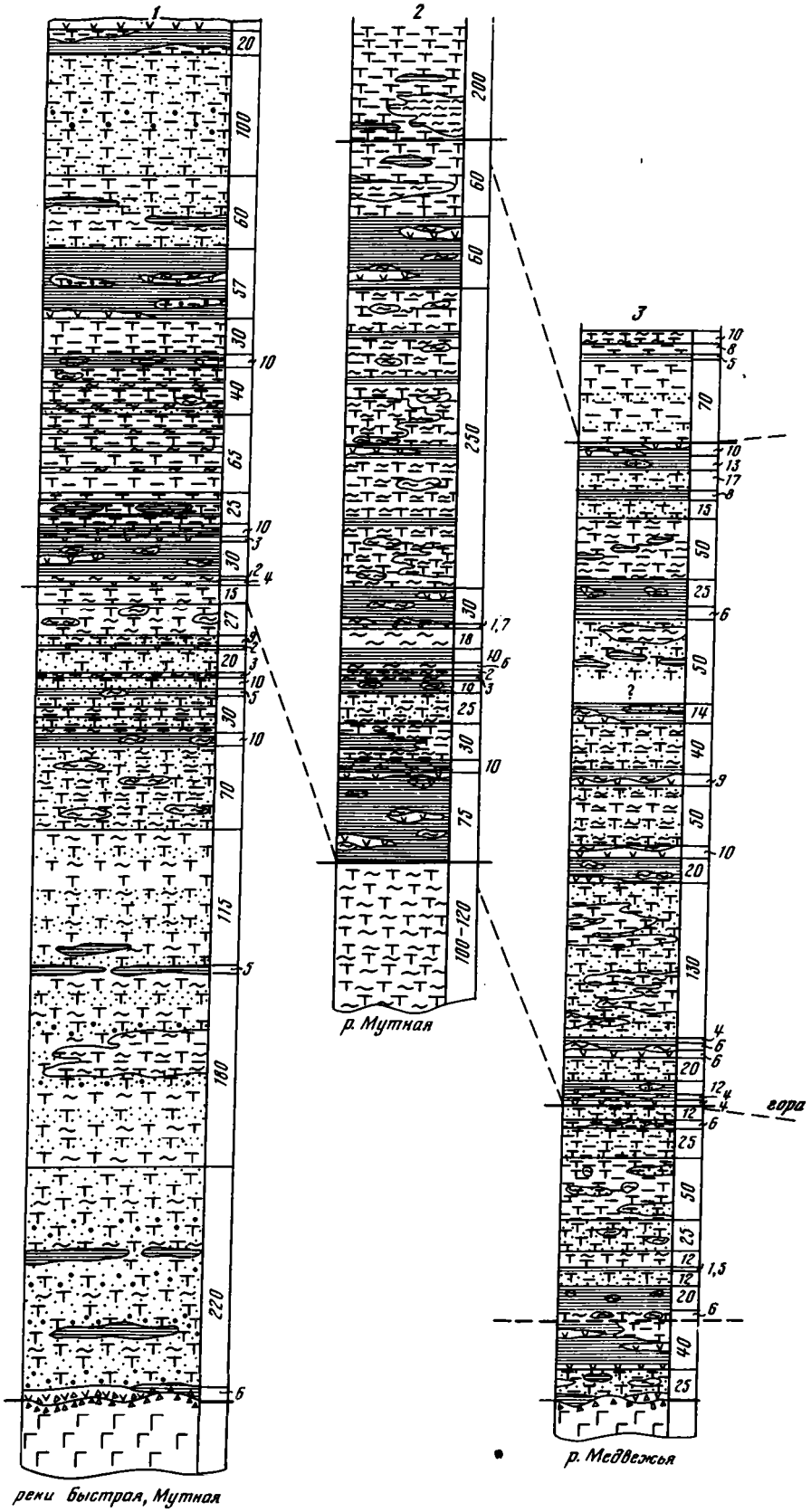
	Мощность, м
1. Туфы пелитовые и алевропелитовые, буро-зеленые, с тонкими линзами (0,5–1 м) крупнопсаммитовых туффитов и коричневых железистых аргиллитов. В туфах наблюдается большое количество кремнистых туффитов. Линзы крупнообломочных туффитов иногда залегают в основании слоя, чаще в середине его .	25
2. Аргиллиты красно-бурые, массивные, неслоистые, с редкими мелкими линзами зеленых пелитовых туфов. Ближе к основанию слоя – линзы темно-коричнево-серых афировых тонкокристаллических эффузивов. Мощность линз до 3 м	10–40
3. Туффиты кремнистые, неслоистые, с линзами (0,1 × 0,8–1,0 м) ярко-зеленых кремней	6
4. Туфы псефопсаммитовые, псамоалевритовые и пелитовые, кремнистые. В слое градационная неясная слоистость	12
5. Аргиллиты красно-коричневые	1,5
6. Туффиты красно-коричнево-зеленые, кремнистые, неясно-слоистые, с мелкими линзами зеленых кремней	12
7. Туфы алевритовые, зеленые, с тонкими линзочками (1–2 см) зеленых кремней	25
8. Туфы пелитовые, коричнево-серые, неслоистые, с линзами серых алевритовых туфов и желваками зеленых кремней	50
9. Туфы алевропелитовые, зеленые, неслоистые	12
10. Туфы пелитовые и алевропелитовые, буро-зеленые и светло-зеленые, неравномерно линзовидно переслоенные (0,2–2,0 м) . .	6
11. Туфы алевропелитовые, зеленые, неслоистые	12

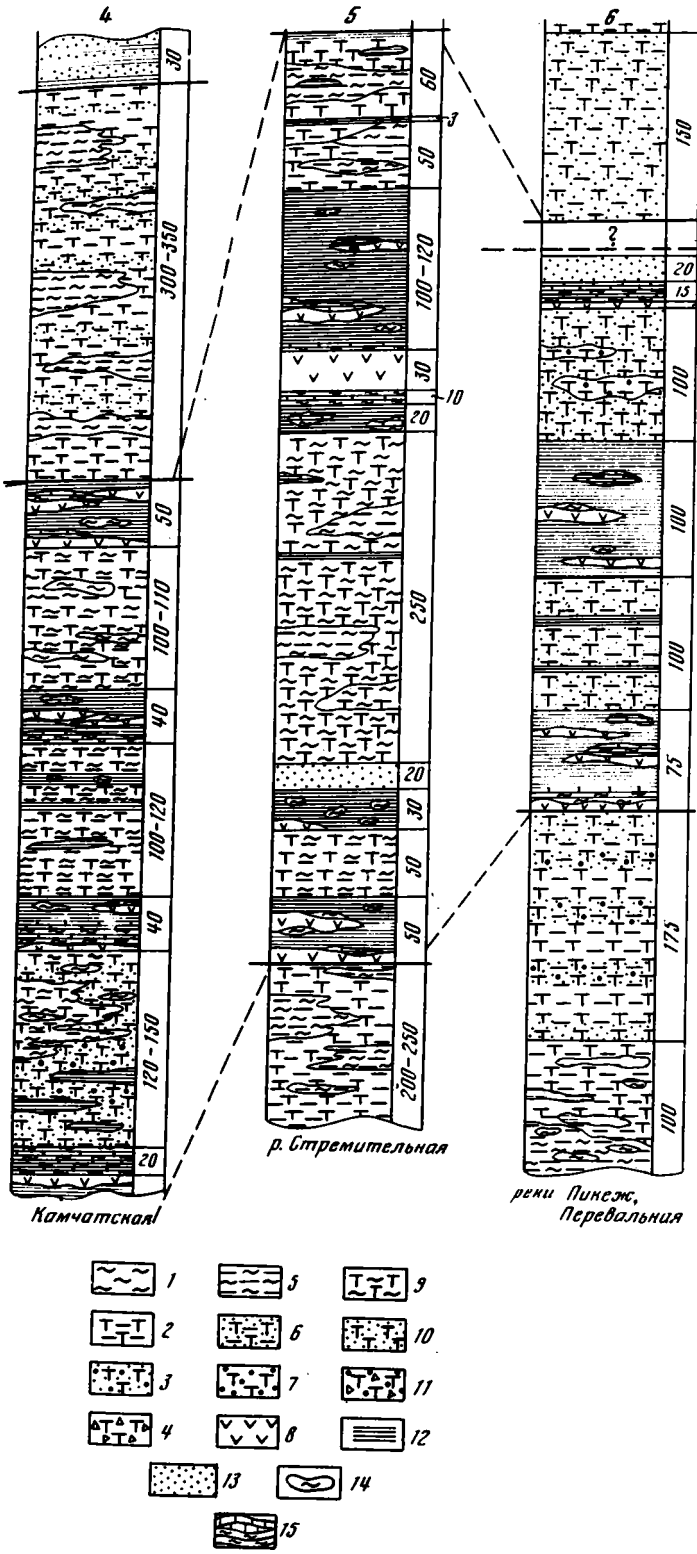
Мощность разреза 220 м.

Возможно, мощность этого разреза значительно сокращена тектоническим нарушением в нижней его части. Однако сокращение мощности почти втрое по сравнению с предыдущим разрезом вряд ли объяснимо только нарушением, так как в обнажении не отмечено сколько-нибудь значительных признаков крупного разлома. Скорее всего, мощность разреза нижней толщи убывает в восточном направлении.

В восточной части полуострова (район горы Африка) мощность разреза снова увеличивается. Здесь она составляет 600–750 м. Общая мощность нижней толщи, по-видимому, 350–750 м.

Как видно из приведенных разрезов, характер строения толщи по простиранию не изменяется, варьирует только мощность. Главными особенностями описанной части формации являются: непосредственное налегание на разрушенные породы фундамента без базальных конгломератов в основании; нечеткое линзовидное переслаивание отдельных типов пород при общей фациальной выдержанности толщи, которая выражена в постоянном наборе количества типов пород; отчетливая связь, с одной стороны, красных железистых аргиллитов с эффузивами, с другой – частое залегание линз и тонких прослоев аргиллитов среди характерных по облику пирокластических отложений, а иногда и смешение этих образований; отсутствие в разрезе грубообломочных пород.


1
2
3
20
100
60
57
30
10
40
65
23
10
3
30
2
4
15
27
3
2
20
3
10
5
30
10
70
115
5
180
220
6
200
60
60
250
30
1,7
18
10
6
2
3
10
25
30
10
75
100-120
10
8
5
70
10
13
17
9
15
50
25
6
50
?
14
40
9
30
10
20
180
4
6
6
20
12
4
12
6
25
50
25
12
1,5
12
20
6
40
25
р. Мутная
р. Медвежья
гора
реки Быстрая, Мутная



Фиг. 12. Схема сопоставления разрезов формации Камчатского Мыса

1 – яшмы, кремни, яшмовидные породы; 2 – кремнисто-глинистые породы, туффиты; 3 – кремнистые туфы, туффиты, туфосилициты; 4 – пелитовые туфы; 5 – алевропелитовые туфы; 6 – алевритовые туфы; 7 – алевропсаммитовые туфы; 8 – псаммитовые туфы; 9 – псефопсаммитовые и гравийные туфы; 10 – псефитовые туфы и туфобрекчии; 11 – эффузивы; 12 – аргиллиты; 13 – алевролиты, песчаники; 14 – конкреции кремней и яшм; 15 – яшмово-карбонатные пакеты. Цифры справа от колонок – мощность в м

О некоторой фациальной изменчивости толщи свидетельствует только уменьшение количества эффузивов с запада на восток. В районе горы Африка эффузивы в нижней части формации отмечаются довольно редко. Возможно, это связано с тем, что очень тонкие прослои эффузивов – 0,1–0,3 м (а такие иногда наблюдаются), не всегда удается отличить от вмещающих их железистых аргиллитов или от алевропелитовых буро-зеленых туфов.

Вверх по разрезу нижняя толща формации совершенно постепенно (не исключено, что на различных уровнях от основания, с чем связано видимое изменение мощности нижней толщи) сменяется отложениями средней толщи, выделяемой по характерному литологическому составу. Граница между нижней и средней толщами проводится по появлению в разрезе невыдержанных по мощности пакетов тонкого переслаивания красных, красно-коричневых яшм и розовых, коричнево-розовых известняков. Эти слои благодаря яркому облику даже на весьма больших расстояниях позволяют уверенно картировать толщу.

По р. Быстрой вблизи перевала в верховья р. Мутной на туфах и туффитах описанного выше разреза нижней толщи снизу вверх залегают (см. фиг. 12, колонка 1):

		Мощность, м
1.	Базальт бурый, афировый, с желваками сферолитовых яшм в кровле. Размеры желваков 3–20 см.	4
2.	Яшмы и яшмо-кварциты розовые, красно-розовые, тонкослоистые, линзовидно-слоистые	0,5–2
3.	Аргиллиты и алевропелиты коричневые, вишнево-бурые, с линзами красных, вишневых, розовых, белых яшм и серых и бежево-серых известняков. Мощность линз 0,2–0,5 м, длина 0,2–0,6 м	30
4.	Базальт бурый, афировый, массивный	3
5.	Яшмово-карбонатный пакет, толщина отдельных слойков 3–8 см. Известняки только в верхней (1 м) части пакета	10
6.	Туфы алевропелитовые, бурые, с прослоями и линзами зеленых, красных яшм и известняков. Мощность прослоев 0,01–1,0 м	25
7.	Туфы пелитовые, зеленые, с тонкими прослоями зеленых кремней	65
8.	Туфы алевропелитовые, бурые, зеленовато-бурые, с прослоями зеленых кремней и желваками бурых яшм	40
9.	Слой, аналогичный слою 3	10
10.	Туфы пелитовые, зеленые и вишневые, переслоенные алевропелитовыми кремнистыми грязно-зелеными туфами	30
11.	Переслаивание аргиллитов бурых и красно-бурых и линзовидных прослоев (0,3 м) зеленых псаммитовых туфов. Линзы бурых эффузивов (1–2 м), вишневых яшм и кварцитов	57
12.	Туфы алевропелитовые, массивные, зеленые и темно-вишневые, с линзами и прослоями (0,3–3,3 м) псефитовых и псаммитовых туфов	60
13.	Туфы алевропелитовые, сине-зеленые и бурые, неяснослоистые, с редкими прослоями псаммитовых темно-зеленых туфов	100
14.	Линзовидное переслаивание красно-бурых аргиллитов с зелеными пелитовыми туфами, преобладают аргиллиты	20
15.	Базальт темно-серый, афировый, массивный	10
16.	Яшмово-карбонатный пакет, толщина отдельных слойков 2–3 см. Известняки только в верхней части пакета	4
17.	Туфы алевропелитовые, темно-зеленые и вишневые с прослоями (до 0,3 м) ярко-зеленых кремней	20
18.	Базальт бурый, афировый, массивный	6
19.	Яшмово-карбонатный пакет (3–5 см)	3–12
20.	Туфы пелитовые, темно-зеленые и бурые, с прослоями псаммитовых туфов, зеленых кремней и вишневых железистых аргиллитов	40

Мощность разреза 539 м.

Как видно из описания, в разрезе средней толщи формации появляются известняки, связанные, как правило, с яшмами в яшмово-карбонатные пакеты. Последние всегда залегают над поверхностью лавового потока. Очень редко, обычно на контакте эффузивов и железистых аргиллитов, наблюдаются характерные округлые в плане и эллипсовидные в разрезе конкреции и стяжения известняков.

Фациальная изменчивость выражена неотчетливо; как и в нижней толще, она сводится к невыдержанности мощности отдельных слоев, что создает в целом сложное линзовидное переслаивание пород в разрезе. Это хорошо видно при рассмотрении конкретных разрезов.

Так, в левом истоке р. Мутной, на перевале в верховье р. Быстрой, снизу вверх обнажены (см. фиг. 12, колонка 2):

		Мощность, м
1.	Туффиты кремнистые, пелитовые, кремни зеленые и серые, неяснополосчатые (2–3 м), реже тонкополосчатые, карбонатизированные по сетке тончайших прожилков . . . . . Слой относится к нижней толще формации.	100–120
2.	Железистые аргиллиты кирпично-красно-бурые, с линзовидными прослоями темно-коричнево-серых афировых массивных базальтов и линзами зеленых кремнистых пелитовых туфов и кремней. Много мелких стяжений ярко-красных яшм. Мощность отдельных прослоев базальтов 6–10 м	75
3.	Яшмово-карбонатный пакет, мощность отдельных слойков 2–5 см	10
4.	Туфы пелитовые, кремнистые, зеленые и сургучно-красные, неяснослоистые, пятнистые	30
5.	Туфы алевропелитовые, кремнистые, грязно-зеленые, карбонатизированные по прожилкам	25
6.	Железистые аргиллиты, сургучно-коричневые с желваками и конкрециями до 20–40 см в поперечнике коричнево-красно-желтых яшм	10
7.	Яшмово-карбонатный пакет, прослои известняков появляются только в верхней части пакета. Мощность прослоев яшм 5–8 см, известняков – 3–4 см. В нижней части яшмы тонкослоистые, линзовидно-слоистые	3
8.	Туфы алевритовые, серо-зеленые, кремнистые	1,5–2
9.	Яшмы розово-красные до сургучных	0,5–1
10.	Кремни, пятнами ожелезненные, серо-зеленые до желто-бурых .	5
11.	Железистые аргиллиты, массивные, неслоистые, сургучные . . .	10
12.	Базальт серо-зеленый, афировый	1,5
13.	Яшмы розово-красные, участками зеленовато-бурые, с редкими тонкими линзочками кремового известняка	18
14.	Базальт афировый, массивный, зеленовато-серый	1,3
15.	Базальт крупнопорфировый, массивный	0,4
16.	Железистые аргиллиты темно-сургучные с линзами (0,2–1 × ×2–3 м) розовато-красных яшм в основании слоя. Наблюдается линзовидное обогащение железистым материалом, мощность линз до 0,7 м	30
17.	Туфы пелитовые, кремнистые, зеленые и грязно-зеленые, переслоенные линзами и прослоями темно-вишневых железистых аргиллитов (2–5 м). В последних спорадически отмечаются линзы, конкреции и желваки розово-красных яшм и серо-зеленых известняков. Слоистость грубая, неясная	250
18.	Железистые аргиллиты кирпично-красные, окварцованные по прожилкам	60
19.	Туфы пелитовые, грязно-зеленые, кремнистые, пепловые, неравномерно переслоенные светло-зелеными кремнистыми пели-	

Мощность, м

товыми туфами и кремнями. Мощность отдельных прослоев достигает 20 м при обычной мощности 0,5–5 м. Туфы содержат линзы железистых вишнево-красных аргиллитов. Размеры линз (5–7) × (10–12) м 200

20. Туфы кремнистые, пелитовые, грязно-зеленые, с прослоями (1–2 м) и линзами ярко-зеленых кремней 60–70

Мощность разреза 800 м.

Последний слой относится к верхней толще формации.

В приведенном разрезе наблюдается большее, чем в предыдущем, количество пачек, прослоев и линз аргиллитов. Характерно, что вместе с ними в разрезе почти всегда наблюдаются эффузивы, яшмы и яшмово-карбонатные пакеты. Большее значение, чем в предыдущем разрезе, приобретает смешение пирокластического и аргиллитового материала. Практически в каждом эффузивно-аргиллитовом горизонте, выделяющемся коричнево-красно-бурой окраской, можно встретить линзы зеленых и ярко-зеленых тонкообломочных туфов и туффитов. В разрезе полностью отсутствует обломочный материал с размером обломков крупнее алевритового.

Однако по направлению к востоку характер переслаивания пород в толще меняется, что хорошо видно в разрезе, описанном в верховьях р. Медвежьей, где на туфы и туффиты нижней толщи формации ложатся (см. фиг. 12, колонка 3):

Мощность, м

1. Базальты темно-бурые, афировые, массивные 4
2. Яшмово-карбонатный пакет. Породы кирпично-красные, линзовидно-слоистые, местами комковатые в нижней части слоя и тонкослоистые в верхней 4
3. Базальты афировые, полосчатые, флюидальные, красно-оранжевые 1,5

Базальты перекрывают только часть яшмово-карбонатного пакета. На контакте их, в подошве эффузивов, залегает тонкий слой (мощностью 5 см) сферолитовых яшм.

4. На эффузивы и яшмово-карбонатный пакет по очень неровной границе ложатся аргиллиты железистые, красно-зеленые, полосчатые 12
5. Туфы алевритовые, бурые, линзовидно, беспорядочно переслоенные (0,2–1,5 м) зелеными пелитовыми туфами 20
6. Базальты коричнево-бурые, афировые 6
7. Линза (1,5 × 3 м) яшмово-карбонатной оранжево-красной породы 1,5
8. Туфы пелитовые, бурые, с желваками красно-желтых и зелено-красных яшм 4
9. Туфы пелитовые и алевропелитовые, беспорядочно и линзовидно переслоенные 130
10. Эффузивы бурые, афировые, тонкокристаллические, сильно ожелезненные, с желваками и будинами красных сферолитовых яшм 20
11. Туфы алевропелитовые и пелитовые, беспорядочно и линзовидно переслоенные 50
12. Эффузивы красно-бурые, афировые 5–7
13. Линза яшмово-карбонатной породы 2–2,5
14. Туфы алевропелитовые, пятнами кремнистые, зелено-бурые . . . 40
15. Аргиллиты железистые, бурые, буро-коричневые с линзовидным прослоем афировых массивных эффузивов, залегающих в основании слоя, с линзами и желваками мятых яшмово-карбонатных пород 12–14

Мощность разреза 315 м.

Верхние слои сорваны нарушением, и продолжение разреза наблюдается по соседним распадкам (см. фиг. 12, колонки 3,4). Здесь видимая мощность толщи 560–600 м. Учитывая возможную повторяемость отдельных слоев в описанных разрезах, мощность средней толщи формации можно оценить в 500–700 м.

Далее на юго-восток в разрезах увеличивается количество прослоев эффузивов, часто с шаровой отдельностью. Это сказывается и на мощности эффузивно-аргиллитовых горизонтов, которая в западной части района составляет 20–50, максимально 75 м, а в восточной части достигает 150–180 м. При этом практически сохраняется общее количество таких горизонтов, максимально достигающее 8–10.

В этом отношении показателен разрез, описанный в левом притоке р. Стремительной, в ее среднем течении. Здесь на пачку пелитовых бурых и темно-зеленых туфов, содержащих отдельные прослои ярко-зеленых кремнистых туфов, снизу вверх ложатся (см. фиг. 12, колонка 5):

		Мощность, м
1.	Базальты мелкопорфировые, фиолетово-коричневые, разлинзованные, сменяющиеся по простиранию и вверх по разрезу коричнево-сургучными железистыми массивными неслоистыми аргиллитами. В эффузивах и аргиллитах большое количество конкреций и желваков ярко-красно-коричневых яшм	50
2.	Туфы пелитовые, бурые и темно-зеленые, неслоистые, массивные	50
3.	Аргиллиты железистые, плотные, с линзами свекольно-красных яшм	30
4.	Песчаники, чередующиеся с алевролитами, массивные, неслоистые, хорошо сортированные	20
5.	Туфы пелитовые, кремнистые, ярко-зеленые, цеолитизированные по прожилкам	250
6.	Аргиллиты железистые, неслоистые, содержащие разлинзованные яшмово-карбонатные пакеты. Прослои яшм и известняков в пакетах линзовидно-слоистые, закрученные, мощностью 2–5 см	20
7.	Яшмово-карбонатный пакет	10
8.	Базальты буро-зеленые и бурые, афировые	30
9.	Аргиллиты железистые, плотные, с большим количеством линзовидных прослоев базальтов, сопровождаемых маломощными яшмово-карбонатными пакетами	100–120
10.	Туфы пелитовые и алевропелитовые, бурые, неравномерно линзовидно переслоенные со светло-зелеными кремнистыми пелитовыми туфами	50
11.	Аргиллиты железистые, с линзами и желваками красных яшм	3
12.	Туфы пелитовые, бурые, неравномерно переслоенные с ярко-зелеными пелитовыми кремнистыми туфами. В виде отдельных прослоев и линз мощностью до 1 м отмечаются железистые сургучные аргиллиты и биотитовые мелкозернистые серые песчаники	60
13.	Аргиллиты железистые, вишнево-коричневые, содержащие линзы эффузивов с залегающими на них тонкими (0,2–0,6 м) линзами яшм, переслоенных с известняками	3
14.	Туфы алевропелитовые, бурые, переслоенные светло-зелеными кремнистыми пелитовыми туфами. Слой относится к верхней толще формации. Мощность разреза 700 м.	

В составе средней толщи описываемой формации сохраняют главенствующее значение туфы и туффиты характерной зеленой окраски, аналогичные таковым же в составе нижней толщи. Однако в средней толще резко увеличивается количество железистых аргиллитов и связанных с ними эффузивов, яшм и извест-

няков. Эффузивно-аргиллитовые горизонты составляют примерно 1/3 объема толщи. Специфическая особенность ее - наличие яшмово-карбонатных пакетов, в которых переслоены яшмы и известняки, общая мощность пакетов 10-30 м.

В восточных разрезах толщи (см. фиг. 12, колонки 5, 6) появляются сравнительно небольшие по мощности (до 20 м) слои мелко- и среднезернистых биотитовых песчаников, аналогичных породам вышележащей терригенной формации. Наибольшее количество таких прослоев установлено в районе горы Плоской, где наиболее широко представлены отложения описываемой формации.

Вверх по разрезу породы средней толщи формации весьма постепенно сменяются ее верхней толщей. Граница между ними (вероятно, скользящая в разрезе с запада на восток) проводится по исчезновению эффузивов и яшмово-карбонатных пород. Верхняя толща сложена буро-, серо-зелеными и зелеными преимущественно тонкообломочными туфами, туффитами, аналогичными таковым нижележащих толщ, с прослоями и линзами псаммитовых и псефитовых туфов и туффитов и зеленых кремней. Очень редки в толще тонкие пропластки и линзы железистых аргиллитов. Еще реже и только в восточных разрезах отмечаются линзы биотитовых песчаников.

Общее представление о характере тощи можно составить по разрезу в левом борту р. Перевальной (см. фиг. 12, колонка 6):

	Мощность, м
1. Туфы алевритовые и псаммитовые, с прослоями и включениями алевропелитовых туфов, неяснослоистые, светло- и темно-зеленые, с большим количеством линз и слойков ярко-зеленых кремней	150
2. Кремни светло-зеленые, полосчатые	2
3. Туфы алевропелитовые, кремнистые, с неясным чередованием зеленых и серо-зеленых прослоев	50
4. Туфы алевропелитовые, кремнистые, серые	40
5. Туфы псаммитовые и алевритовые, неяснослоистые, светло-зеленые	100
6. Туфы псефитовые, кремнистые, участками - скопления обломков лапиллиевой размерности	50
7. Туфы алевропелитовые, кремнистые, светло-зеленые, с ярко-зелеными кремнями	30

Наряду с другими особенностями для этой толщи характерно некоторое увеличение количества грубообломочных туфов. Отдельные их слои имеют градационное строение, что в нижележащих толщах формации отмечалось лишь в единичных случаях.

Общая мощность эффузивно-туфово-кремнистой формации 1500-1800 м с максимальными мощностями в восточных разрезах. Разделение формации на толщи довольно условно и было произведено для удобства картирования. В целом же формация едина и представлена небольшим набором пород. По объему преобладают тонкообломочные пирокластические породы и их кремнистые разности. Весьма существенную часть формации составляют железистые аргиллиты. Подчиненное значение имеют эффузивы, яшмы, известняки и биотитовые песчаники, приуроченные в основном к средней части формации.

Типы пород и породные ассоциации

Из рассмотрения наиболее характерных разрезов эффузивно-туфово-кремнистой формации видно, что она сложена небольшим набором разнообразных по происхождению пород, ведущая роль среди которых принадлежит вулкано-кластическим и эффузивным. Хемогенные осадочные породы имеют подчиненное значение. Особое место среди пород формации занимают железистые аргиллиты, которые, как будет показано ниже, также имеют вулканогенное происхождение.

Эффузивные породы. Среди эффузивов, которые в формации по объему составляют всего несколько процентов, выделяются базальты, базальтовые порфириты, диабазы и диабазовые порфириты. Уже отмечалось, что незначительная часть эффузивных образований при полевых наблюдениях (особенно во время геологосъемочных работ) могла быть пропущена, т.е. описана в составе горизонтов железистых аргиллитов. Это касается только очень тонких слоев эффузивов (часть из них была зафиксирована), мощность которых измеряется первыми сантиметрами. Среди эффузивных пород преимущественно развиты афировые, массивные, иногда флюидальные базальты, иногда мелкопорфировые. Шаровые базальты слагают единичные пласты, приуроченные обычно к основанию формации. Среди базальтов выделяются оливиновые и безоливиновые разности, последние резко преобладают.

Диабазы и диабазовые порфириты слагают центральную часть шаров в шаровых базальтах и центральные части наиболее мощных массивных потоков. Представлены они пироксен-плагиоклазовыми разностями. Обычно это темно-серые, серо-бурые плотные породы, в которых очень редко визуально можно отметить редкие вкрапленники плагиоклазов. В порфировых разностях вкрапленники погружены в хорошо раскристаллизованную основную массу, часто не содержащую стекловатого базиса (табл. I).

Вкрапленники представлены средним лабрадором до лабрадор-битовнита (№ 60-70, c: Np = 23-40°). Размеры фенокристов 2-5 мм, обычно они таблитчатой и призматической формы. Правильные кристаллографические очертания фенокристов нередки, хотя в большинстве случаев форма их приспосабливается к окружающим кристаллам основной массы. Иногда плагиоклаз вкрапленников частично альбитизирован, а в краевых частях пелитизирован. В результате альбитизации по системе трещин или спайности кристаллы имеют мозаичное угасание. Зональные кристаллы редки. Зоны широкие, границы между зонами обычно размыты, что для лабрадора характерно. Полисинтетические двойники широкие, чаще всего альбитовые, реже альбитово-карлсбадские.

Основная масса состоит из идиоморфных игольчатых или удлиненно-призматических зерен лабрадора (№ 55-60, c: Np = 23-27° в зоне ⊥ 010 и 001) и ксеноморфных зерен моноклинного пироксена. Пироксен расположен всегда в интерстициях между зернами плагиоклаза. Большинство лейст плагиоклаза (длина их 0,5-0,8 мм, обычно 0,1-0,3 мм) состоит из двух или трех полисинтетических двойников. Максимальные размеры зерен пироксена, представленного титан-авгитом (c: Ng = 36-40°) с характерными зелено-коричневыми цветами плеохроизма, 0,2-0,3 мм, редко 0,5-0,1 мм. Кроме пироксенов в интерстициях гнезда рудного минерала.

Пироксен обычно свежий, не затронутый вторичными изменениями. В наиболее раскристаллизованных разностях диабазов стекловатого базиса практически нет, но он появляется в афировых мелкокристаллических разностях. Структуры афировых разностей и основной массы порфировых типично диабазовые, реже долеритовые, микролитовые и пилотакситовые.

Базальты и базальтовые порфириты, как правило, стекловатые. Внешне они темно-серые, коричневато-серые, визуально почти всегда афировые, афанитовые.

Порфировые разновидности содержат вкрапленники плагиоклаза либо оливина (очень редко того и другого с преобладанием оливина). Плагиоклаз фенокристов (лабрадор-битовнит) всегда имеет четкие кристаллографические очертания и короткостолбчатую, таблитчатую или призматическую форму. Иногда наблюдаются гломеропорфировые сростки. В большинстве фенокристов плагиоклаза содержатся включения перекристаллизованного стекла.

Фенокристы оливина представлены метаморфозами опала и рудного вещества, образующих иногда сетчатую структуру (табл. II). Как правило, в оливиновых разностях вкрапленники плагиоклаза либо отсутствуют, либо значительно меньше оливинов по размеру.

Вкрапленники порфировых разностей погружены в бурый, слабо поляризующий стекловатый базис, имеющий витрофировую, витроафировую, радиально-лучистую,

радиально-лучисто-дендритовую (табл. III) и другие виды структур, характерных для стекловатого базиса, раскристаллизованного в различной степени.

Основная масса состоит из тонких снопиков, радиально-лучистых, веерных агрегатов тончайших (0,005-0,01 мм) иголочек плагиоклаза и дендритовидных "зародышевых" агрегатов моноклинного пироксена. В некоторых случаях о присутствии зародышей можно только догадываться по сгустковой вариолитовой структуре стекловатой массы. Четко выраженная девитрификация базиса наблюдается редко. В большинстве случаев стекловатые породы затронуты вторичными изменениями в незначительной степени. Обычно это слабая хлоритизация базиса и развитие карбоната и пумпеллиита по тонким волосяным трещинкам.

Рудное вещество распылено по стекловатой массе и только при раскристаллизации образует скопления в отдельных участках. Весьма редко встречаются базальты, состоящие из бурого неразложенного стекла, в которое погружены вкрапленники оливина, замещенного опалом и рудным минералом. Вкрапленники имеют правильный кристаллографический габитус, стекло - характерную вариолитовую и радиально-лучистую сферолитовую структуру, образованную "зародышевыми" ветвистыми агрегатами пироксена.

Между сферолитами и шариками стекла, которые хорошо выделяются бурой окраской, наблюдаются интерстиционные пространства, выполненные светлым, чуть желтоватым или желто-розовым при одном николе веществом, которое при скрещении николей практически не поляризует и лишь изредка слегка волнисто угасает, имея темно-серые тона интерференции (табл. IV). Показатель преломления вещества выше канадского бальзама и равен 1,57-1,58. Вероятнее всего, мы имеем дело с палагонитом, образовавшимся в результате гидратации вулканического стекла.

В основной массе много мелких (до 0,3-0,8 мм) миндалин, выполненных хлоритом.

Между диабазами и стекловатыми базальтами, по-видимому, существуют постепенные переходы. По существу это единый ряд пород от стекловатых до полнокристаллических.

Шары и подушки шаровых разновидностей базальтов достигают 0,3-0,5 м. Межшаровые пространства выполнены аргиллитоподобной массой, сходной по внешнему облику с железистыми аргиллитами. Следует отметить, что несмотря на преимущественно витрофировый характер шаровых базальтов стекловатой корки нигде не наблюдалось. Лишь иногда поверхностные части потоков имеют афанитовый облик.

Максимальная мощность потоков базальтов 25-30 м, обычно же их мощность 4-6 м.

Вулканокластические породы. Ими сложена подавляющая часть разреза эффузивно-туфово-кремнистой формации (80-90%). Петрографическое изучение их позволило выделить две существенно разнородные группы (несколько условно) - пирокластогенную и вулканокластогенную (образованную непосредственно эффузивной деятельностью). Диагностика кластических пород формации сильно затруднена мелко- и тонкообломочным их характером и наложением вторичных катагенетических и в меньшей степени диагенетических изменений. Это привело к определенным трудностям в классификации пород формации. Поэтому применительно к изученному объекту пришлось внести некоторые изменения в принятую классификацию ("Классификация...", 1970). Основная трудность, с которой пришлось столкнуться, - это выделение группы туффитов. Дело в том, что все описанные туфы, туффиты и кремнистые туфы связаны постепенными переходами и представляют единый ряд от псаммитовых разностей до пелитовых и алевропелитовых туфово-кремнистых. Если в псаммитовых породах и части алевритовых можно установить состав кластического материала, то в пелитовых (в том числе кремнистых) разностях такая диагностика затруднена.

Судя по наличию постепенных переходов между породами, установленными как непосредственно в обнажениях, так и под микроскопом, с некоторой долей условности можно считать, что все кластические породы формации, в том числе и пелитоморфные (за исключением железистых аргиллитов, которые были отнесены к вулканокластической группе пород), имеют приблизительно одинаковый исходный состав. При этом несомненно, что практически в большинстве пород имеется то или иное количество примеси постороннего материала, с одной стороны – терригенного (так как в морских илах трудно исключить наличие терригенного материала), а с другой – гидрогенного (формирующегося непосредственно в бассейне), представленного кремнеземом и карбонатом.

Поэтому среди пирокластогенных пород я выделяю туфы и туффиты (ортотуффиты, когда примесь постороннего материала невелика и можно диагностировать как основной кластический компонент, так и компонент-примесь), туфогенные аргиллиты, алевропелиты, пелиты (когда состав породы можно определить только по косвенным признакам, в том числе и по характеру вторичных изменений) и туфосилициты (паратуффиты, в которых количество пирокластики не превышает 10-15%[1]), а количество осадочного (свободного) кремнезема 40-50% и более. Карбонатные туффиты мною не выделяются (хотя наличие осадочного карбоната в породах иногда можно установить по косвенным признакам), так как часть первичного осадочного карбоната при вторичных изменениях трансформируется в кальциевые силикаты, а часть выпадает в виде вторичного кальцита. Причины указанных уточнений к принятой классификации станут ясны после описания конкретных пород.

Пирокластические и осадочно-пирокластические породы. Среди них выделены псаммитовые (редко псефо-псаммитовые), алевритовые и алевропелитовые разности, в которых пирокластическая природа обломков так или иначе диагностируется. При этом следует оговориться, что практически невозможно среди пирокластики установить количество и соотношение ювенильного и резургентного материала (хотя и тот и другой, видимо, присутствуют).

Туфы обычно бурые, зелено-бурые, темно-зеленые, травяно-зеленые, плохо слоистые, массивные, с кусковатой отдельностью. Они пронизаны сеткой различного состава прожилков, вблизи которых осветлены. В породах много выделений в виде светло-зеленых кварцевых желваков и жилок. В отдельных пластах наблюдается неясная слоистость типа градационной, но она не характерна. Чаще всего породы неяснослоистые или неяснополосатые.

Туфы преимущественно кристаллолитокластические, кристалловитрокластические и витрокластические. Размер обломков в псаммитовых разностях 0,2-0,5 мм при колебаниях от 0,05-до 1 мм. В алевритовых разностях, как правило, более хорошо отсортированных, средние размеры обломков 0,05-0,25 мм при преобладающих размерах 0,1-0,2 мм. В пелитовых разностях размер обломков меньше 0,05 мм, иногда отмечается незначительная примесь более крупной алевритовой фракции.

Соответственно уменьшению размерности обломочной части пород уменьшается количество связующей массы, содержание которой в псаммитовых и более грубообломочных туфах 10-20%, а в алевритовых не превышает первых процентов.

Обломки во всех породах имеют угловатую, часто с рваными краями форму, и только в стекловатых обломках эффузивов редко видны округленные края. Обломки по составу соответствуют однообразной тефре. В основном это обломки кристаллов плагиоклаза, пироксена, основной массы стекловатых эффузивов, бурого стекловатого мезостазиса и рудного минерала (табл. V). Почти во всех породах дается установить наличие характерных по форме пепловых частиц, представленных обломками цеолитизированного и хлоритизированного стекла. Количество пеплового материала весьма различно. Витрофировые разности пород

---

[1] Цифра 10-15% взята весьма условно.

сложены им почти полностью. Посторонняя примесь в туфах устанавливается очень неуверенно, однако иногда отмечены обломки серпентина и выветрелых пироксенов, характерных для разрушенной поверхности фундамента. Кроме того, наблюдаются редкие обломки кварца и гидротермально-измененных пород. Отсутствие следов обработки обломков не позволяет уверенно говорить о последних как о посторонней терригенной примеси. Возможно, что они являются резургентными образованиями. Поэтому породы с таким "набором" обломков не выделены нами из состава группы туфов.

Плагиоклазы представлены, как правило, средним и основным андезином, часто альбитизированным более основным плагиоклазом (в редких случаях удается замерить с:Np, соответствующее плагиоклазам андезин-лабрадорового состава). В крупных литических обломках псаммитовых туфов (см. табл.V,в,г) иногда видны сростки зерен плагиоклаза, почти всегда альбитизированного. Редко в обломках среднего плагиоклаза наблюдаются включения девитрифицированного стекла и тонкие иголочки апатита.

Пироксены представлены моноклинными разностями, как правило, не затронутыми вторичными изменениями.

Обломки пород сложены альбитизированными базальтами, андезито-базальтами и основной стекловатой массой эффузивов. Очень часто стекловатая масса бурая, почти черная от распыленного рудного вещества, на фоне которого просвечивают редкие лейсты плагиоклаза (см. табл. V, в,г). В алевритовых туфах количество обломков пород и стекловатого базиса эффузивов достигает иногда 30-40%. Они хорошо видны в микроскопе при одном николе (см. табл. V, б).

Пепловые обломки стекла присутствуют в туфах различной размерности. В псаммитах они редки и входят в состав связующей массы, в которой скапливаются на отдельных участках. В алевритах и пелитах при небольшом количестве цемента или почти полном его отсутствии обломки стекла диагностируются с трудом, так как обломки кристаллов тоже имеют остроугольные очертания (см. табл. V, а,б). Очень редко, при особо удачных условиях захоронения, когда пепловый материал попадал в бурый сильно ожелезненный пелитоморфный цемент и не подвергался девитрификации, пепловая природа пород не вызывает сомнения. Обломки стекла имеют весьма характерную форму рогулек, иголок, серпов; иногда по краям они имеют форму разорванного полупластического материала или пузырчатую структуру. Пепловые частицы всегда замещены хлоритом, цеолитом и альбитом.

Связующая масса туфов и часть преимущественно мелких обломков замещены агрегатом хлорита, хлорита с цеолитом или хлорита и кварца. По сетке трещин выделяются карбонат, кварц, пренит, пумпеллиит, хлорит, альбит. В отдельных участках наблюдаются кварц-лавсонитовые агрегаты.

Туффиты также сложены в основном пирокластикой, но в них устанавливается довольно значительная примесь обломков осадочных пород и пород фундамента. Как правило, к туффитам относятся наиболее грубообломочные породы, залегающие в нижней толще формации, вблизи контакта с фундаментом, или в верхней толще формации, где их наличие свидетельствует о внутриформационном незначительном перемыве ранее захороненных осадков. Обломки осадочных пород представлены хлоритизированными туффитами, туфосилицитами, а также гидротермально-измененными, возможно субинтрузивными, породами, единичными обломками зеленых хлоритовых туфопелитов. Здесь чаще, чем в туфах, наблюдаются следы окатанности обломочных зерен преимущественно осадочных пород.

Туфогенные алевропелиты и пелиты продолжают ряд собственно пирокластических пород, внешне не отличимы от них и являются переходными разновидностями от туфов к туфосилицитам. Они слагают значительную часть формации.

Внешне это массивные, изредка неясно слоистые породы зелено-бурые, темно-зеленые, светло-зеленые, пронизанные сетью мельчайших трещинок и белых либо ярко-зеленых прожилков. Туфогенные породы обычно имеют кусковатую

отдельность, иногда занозисты на сколе или мелкооскольчаты. Кремнистые разности от некремнистых почти всегда можно отличить по блестящему или матовому сколу.

По сравнению с туфами в туфопелитах и туфогенных алевропелитах убывает или совсем исчезает петрографически различимая фракция. Большая часть этих пород иногда целиком сложена пелитоморфным веществом, почти нацело замещенным вторичными минералами. Вторичные преобразования соответствуют таковым в туфах и туффитах. Это позволяет говорить, что пелитоморфная основа описываемых пород является тончайшей пирокластикой. Подтверждением может служить наличие в алевропелитовых разностях различимых пепловых частиц, а также постепенных переходов между туфами и туфогенными породами. К вторичным минералам, наблюдаемым как в основной массе пород, так и по трещинам, относятся цеолит, хлорит, кварц, альбит, пренит, пумпеллиит и клиноцоизит. Большое значение приобретает кремнезем, образующий кварц-хлоритовые агрегаты по всей массе пород.

Описанные породы при увеличении количества кварца переходят в туфосилициты и кремнистые туффиты. Обычно это ярко-зеленые, зеленые, зелено- и светло-серые породы с раковистым или занозистым изломом. Они залегают в туфах в виде линз и разнообразных стяжений, реже образуют выдержанные прослои небольшой мощности. Обычно такие прослои слагают верхние части туфовых пластов с градационным строением либо залегают в верхней части эффузивно-аргиллитовых горизонтов. В последнем случае образуются слои тонкослоистых зелено-красных туфосилицитов мощностью до 5-6 м.

Туфосилициты представляют собой зеленовато-бурую пелитоморфную массу, слабо поляризующую, образованную тонким срастанием хлоритов, цеолитов и кварца, в которой присутствуют угловатые обломки основного и среднего плагиоклаза алевритовой размерности, пироксена и девитрифицированного основного стекла. Часто можно видеть пепловые частицы. Количество обломков обычно не более 10-15%, но в большинстве случаев кластический материал отсутствует. Вторичные изменения одинаковы и для туфов, и для туфогенных алевропелитов и пелитов, и для туфосилицитов, что свидетельствует скорее всего об их близком первичном минеральном составе. Хлориты и кварц слагают основную массу породы; кроме того, кварц и цеолиты образуют густую сетку тончайших прожилков. Почти постоянно хлоритам, цеолитам и кварцу сопутствуют альбит, пумпеллиит, пренит и клиноцоизит. Пренит-пумпеллиитовая ассоциация вторичных минералов больше характерна для малокремнистых разностей туфов и туффитов, где ей почти всегда сопутствуют кальцит и альбит (табл. VI). Здесь же наблюдаются сегрегационные выделения кварц-карбонат-лавсонитового состава.

Выделения по трещинам и прожилкам имеют несколько генераций (табл. VII). Часто преобладают кварц-альбитовая, кварц-альбит-пренитовая либо кварц-альбит-пумпеллиитовая ассоциации вторичных минералов.

Изучение туфогенных пелитов, близких к туфосилицитам по содержанию кремнезема, под электронным микроскопом методом фрактометрии, выполненное в лаборатории ГИН АН СССР Н.Д. Серебрянниковой, показало, что поверхности скола этих пород имеют очень сложную морфологию (табл. VIII). Прежде всего для них характерно обилие литических частиц, имеющих как листоватую и пластинчатую (см. табл. VIII, в), так и призматическую, удлиненную форму (см. табл. VIII, а,б). В призматических литических частицах можно видеть параллельную удлиненную штриховку, отражающую, вероятно, спайность или же продольные швы, свидетельствующие, возможно, о двойниковом строении. Пластинчатые частицы, как правило, имеют "тонколистоватую" внутреннюю текстуру, характерную для слюдистых и хлоритовых минералов (Хворова, Дмитрик, 1972). Литические частицы располагаются на фоне поверхностей со сложным рисунком, среди которых выделяются участки с шершаво-землистой поверхностью, участки с неправильно-блоковой (субновакулитовой) поверхностью (см. табл. VIII, г,д) и участки смешения этих типов поверхностей. Описанная

морфология сколов туфопелитов свидетельствует, по-видимому, о наличии незначительного количества более крупных пирокластических частиц на фоне замещенной вторичными листоватыми минералами основной пелитовой массы, в которой выделяются сгустки кристалломорфного кремнезема.

Вулканокластогенные породы. Представлены они железистыми аргиллитоподобными и алевропелитоподобными породами, которые слагают около 30% осадочных образований в составе формации. Железистые аргиллиты, как было видно из приведенных разрезов, имеются только в тех частях формации, где широко развиты эффузивы. Очень часто аргиллиты слагают межшаровые пространства в эффузивах, содержат линзы и пласты эффузивов, а также сменяют эффузивы по простиранию. Тесная связь описываемых пород с эффузивами не вызывает сомнений. Кроме того, железистые аргиллитоподобные породы встречаются среди пирокластитов в виде прослоев и линз, имеющих, как правило, четкие ограничения, но иногда смешиваются с пирокластическим материалом, образуя зелено-коричневые, красно-зеленые пелитоморфные, часто кремнистые породы.

Внешне это плотные, массивные неслоистые породы коричневого, вишнево-коричневого и вишневого цвета. Иногда примесь пирокластического материала придает породе зелено-коричневые или зелено-красные тона. В межшаровых пространствах аргиллиты менее твердые, иногда с рыхлой, землистой структурой. Плотные разности аргиллитов мелкооскольчатые, имеют шершавый или занозистый излом, как правило, обладают мелкокусковатой отдельностью.

Петрографический метод мало что дает при изучении этих пород, так как они представлены в основном бурым, коричневым, интенсивно загрязненным окислами железа веществом, в котором только изредка отмечаются единичные пирокластические частицы. Последние скапливаются в гнездах, линзочках с четко ограниченными краями, а большей частью рассеяны по всей массе породы. Часто можно видеть смешение материала, слагающего аргиллитоподобные породы, с пирокластическим материалом, слагающим описанные туффогенные породы. В таких случаях железистые аргиллиты и алевропелиты приобретают смешанный характер. Примеси терригенного материала установить достаточно определенно не удается, так как нет возможности отличить его от пирокластического. К тому же для обломков характерна мелкоалевритовая размерность, а обломки такой размерности, как правило, не несут явных следов обработки.

Как посторонние примеси можно отметить лишь мелкие обломки кварца и эпидота, которые могут иметь и пирокластическое происхождение. При изучении этих пород методом фрактографии установлено,что для них характерны преимущественно субпланарные, шероховатые, состоящие из прихотливо очерченных частиц, поверхности, а также мелкобугорковые. поверхности, отражающие агрегатно-коломорфное строение породообразующего вещества.

Мелкобугорковые поверхности весьма характерны. Преобладают бугорки, имеющие округлую или овальную форму, сочетающиеся с лепешковидными формами, что придает поверхности скола сложнопетельчатый рисунок. Бугорки чаще всего распределены равномерно и имеют приблизительно одинаковую величину в пределах каждого участка. Однако в отдельных препаратах бугорки округлой формы, имея более крупные размеры, чем в сгустках, рассеяны на пластинчатых поверхностях, напоминающих растрескавшуюся тонкую корочку высохшей глины. Эти два наиболее распространенных типа поверхностей располагаются участками, пятнами (табл. X, XI), образуя очень сложный рисунок, характеризующий преобладание некристалломорфного вещества (Хворова, Дмитрик, 1972). Наблюдаемые же четко ограниченные обломки, включенные в массу с описанными типами поверхностей, имеют кристаллические очертания.

Рентгеноструктурный анализ фракции < 0,001 мм из 4 образцов аргиллитоподобных пород был проведен в Почвенном институте АН СССР Б.П. Градусовым на аппарате УРС-50 И-М, с медным излучением и никелевым фильт-

ром. По данным Б.П. Градусова, общая особенность исследованных образцов – высокое содержание рентгеноаморфного вещества, что вытекает из очень слабых дифракционных максимумов глинистых минералов, и полевого шпата. По отсутствию, однако, высокого фона и флюктуаций рентгеноаморфная фаза не содержит железа. Скорее всего она кремниевая и (или) алюминиевая.

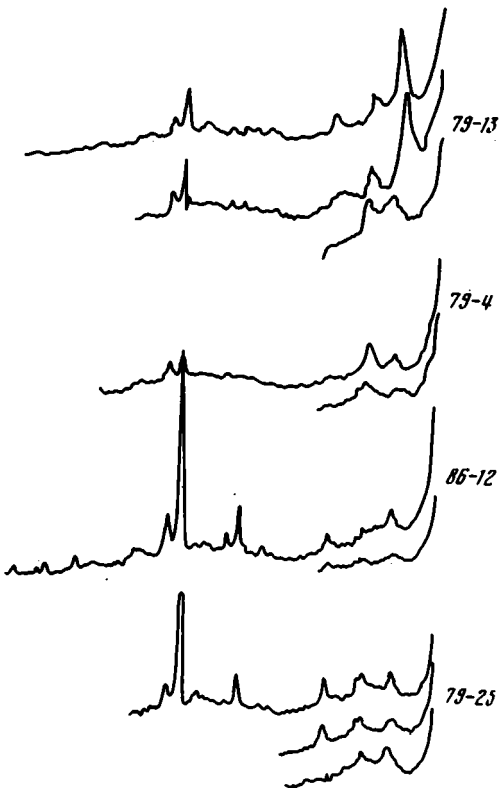
Во всех образцах (фиг. 13) обнаружены гидрослюды (10; 5,4Å), хлорит (14; 7,1 и 3,5Å), кварц (4,26; 3,3Å), несовершенный альбит (широкий рефлекс с d/n 3,20Å). В двух образцах (фиг. 13, обр. 79-13, 86-12), кроме того, присутствует смешанно-слойное хлорит-монтмориллонитовое образование. Оно индентифицировано в одном образце (см. фиг. 13, обр. 79-13) по серии рефлексов 14,5; 7,2; 4,8 и 3,6Å на рентгенодифрактограмме воздушно-сухого образца. С этилен-гликолем минерал набухает, в связи с чем значения d/n изменяются: 16,4; 7,6Å. После прокаливания появляется асимметрия пика при 13,8-14,0Å. Судя по величине первого базального рефлекса, количество монтмориллонитовых рефлексов 50% или несколько выше. В трех остальных образцах зафиксирован вследствие чрезвычайно низкого содержания глинистого материала вообще лишь один рефлекс хлорит-монтмориллонитового образования (d/n15,5Å).

Главный вывод из данных рентгеноструктурного анализа следующий: основная масса фракции < 0,001 железистых аргиллитов представлена рентгеноаморфным веществом. Предположение о кремниевом или алюминиевом его составе (или совместном) нуждается в уточнении. Из минералов кремнезема рентгеноаморфным может быть только опал с совершенно неупорядоченной кристаллической решеткой. Судя по данным ИК-спектрометрии, выполненной в лаборатории ГИН АН СССР Т.В. Далматовым (фиг. 14), в исследованных порошках аргиллитов присутствует только кварц. Количество Al_2O_3 в породах, по данным силикатных анализов (см. табл. 4), недостаточно для того, чтобы быть основной составной частью породы. Во всяком случае при подготовке образца к рентгеноструктурному анализу во фракцию < 0,001 могли с равной вероятностью и в соизмеримых количествах попасть как SiO_2, так Al_2O_3 и Fe_2O_3, но преобладающим не мог стать ни один из них.

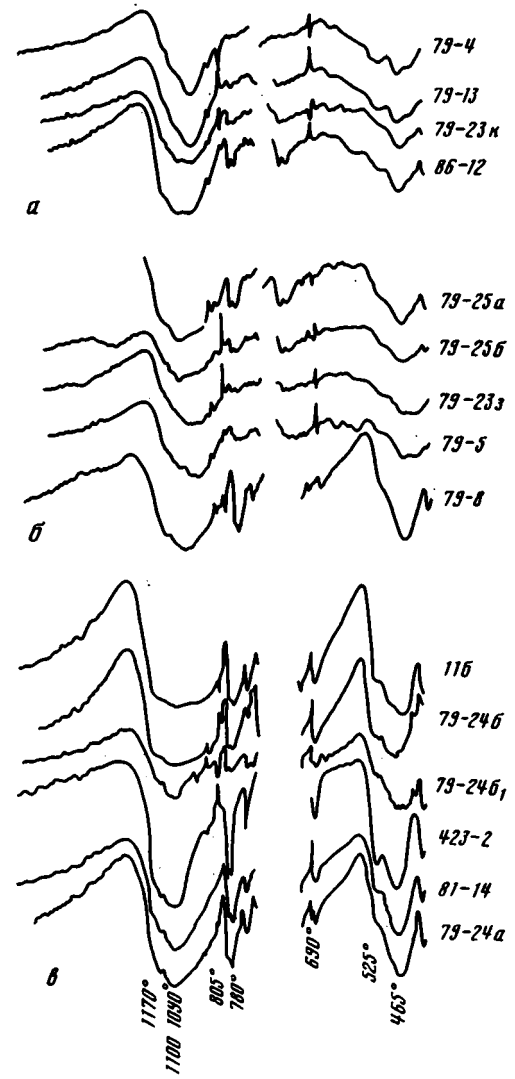
Кривые дифференциального термического анализа, также выполненного Т.В. Долматовым (фиг. 15), характеризуют, по-видимому, аморфное вещество, не дающее сколько-нибудь отчетливых термических эффектов. Кривые ДТА показывают наличие первой эндотермической реакции при 145-150°, что связано с потерей адсорбированной или межслоевой воды глинистыми минералами, хлоритами или аморфным гидратированным стеклом. Потеря веса образцов при дегидратации составила 5-8%, что, по-видимому, соответствует количеству отделившейся воды. Вторая эндотермическая реакция, обозначающая потерю гидроксильных групп, отмечена при 600-650°С, что характерно для хлоритов ("Справочное...", 1958). Вторая эндотермическая реакция у гидрослюд происходит при 500-600°С, а у монтмориллонита при 700-750°С. Возможное смешение гидрослюд, хлорита и частично монтмориллонита в железистых аргиллитах (по данным рентгеноструктурного анализа) создает "размытую" картину второй эндотермической реакции, которую усиливает наличие аморфного вещества. Потеря веса при этом достигает 10%. В случае незначительных количеств в образцах гидрослюды и хлорита такая потеря веса может произойти только за счет аморфного вещества (палагонита). Весьма показательно наличие экзотермической реакции при 920°С, которая отражает начало кристаллизации аморфного вещества и характерна, например, для аллофана.

Общая потеря веса в исследованных образцах 27-30%, что позволяет предположить преобладание в аргиллитоподобных породах гидратированного стекла. С этими цифрами совпадает содержание воды в палагоните, составляющее 10-30% (Bonatti, 1965). Надо думать, что совпадение не случайно.

Таким образом, основным веществом, из которого состоят железистые аргиллитоподобные породы, является гидратированное вулканическое стек-



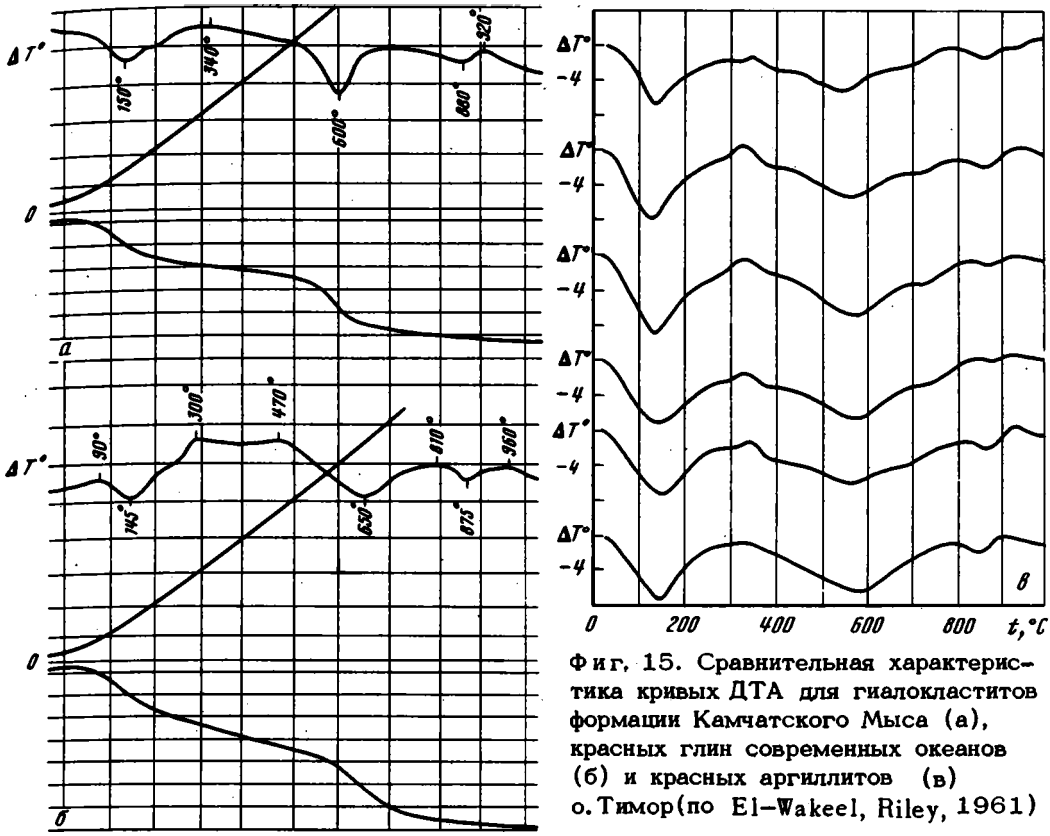
Фиг. 13. Рентгенограммы железистых гиалокластитов. Цифры справа – номера образцов



Фиг. 14. ИК – спектрограммы

а – гиалокластиты; б – туфосилициты и туфогенные пелиты; в – яшмы

ло основного состава. При этом можно уверенно исключить пирокластическую природу стекла, так как характер вторичных преобразований пеплового материала в пирокластах, которые были описаны выше, и характер аутигенного минералообразования в стекловатом веществе описываемых пород (по рентгеноструктурным данным) различны. Слабо выраженные рефлексы кварца, хлорита, альбита и гидрослюд в аргиллитах могут быть связаны с "загрязнением" первично стекловатой массы тонкой пирокластикой и незначительной терригенной примесью. Стекловатая масса аргиллитов в этом случае может вообще не содержать вторичных минералов, сохраняя приближенный состав родоначального эффузивного материала, и, следовательно, аргиллитоподобные породы являются железистыми аквагенными гиалокластитами. Большая мощность отдельных горизонтов их свидетельствует о значительных скоростях осадконакопления. Постоянно наблюдаемая связь гиалокластов с эффузивами, по-видимому, генетическая; и первые образованы скорее всего за счет тонкого распыления в момент подводного извержения большого количества магматического расплава, "прижатого" к одновременно изливавшимся потокам гигантским давлением столба воды, соизмеримым с давлением газов, насыщающих извергающуюся магму на выходе.



Фиг. 15. Сравнительная характеристика кривых ДТА для гиалокластитов формации Камчатского Мыса (а), красных глин современных океанов (б) и красных аргиллитов (в) о. Тимор (по El-Wakeel, Riley, 1961)

Весьма интересно сравнение красных железистых гиалокластитов формации с "ископаемыми красными глинами" ("fossil red clay") о. Тимор, достаточно подробно изученными С. Эл-Векилом и Дж. Райли (El- Wakeel, Riley, 1961). Эти образования впервые были описаны Г. Моленграафом (Molengraaff, 1921), который считал их верхнемеловыми и сопоставлял все отложения, их заключающие, с формацией Данан на о. Калимантан. Он положил начало представлениям об этих отложениях как о древних глубоководных осадках, являющихся аналогами современных пелагических красных глин, содержащих железо-марганцевые конкреции (Audley-Charles, 1965). "Ископаемые красные глины" о. Тимор входят в формацию Wia Bay в его западной части, где залегают в ассоциации с силицитами (радиоляритами, радиоляриевыми яшмами, кремнистыми сланцами) и известняками. Яшмы халцедоновые с примесью кальцита, глинистых минералов и гематита. Красные глины (я буду называть их аргиллитами, так как это литифицированные породы) при петрографическом изучении оказались сложенными незначительным количеством кварца и тонкокристаллическим бурым веществом, под микроскопом не определимым. При изучении рентгеноструктурным и дифференциальным термическим методами в аргиллитах были обнаружены кварц, полевой шпат, иллит, хлорит и незначительное количество монтмориллонита. Более подробной характеристики состава авторы не дают, но приведенные ими кривые ДТА (см. фиг. 15) удивительнейшим образом походят на кривые ДТА, полученные из наших образцов. С. Эл-Векил и Дж. Райли вслед за Г. Моленграафом сопоставляют красные аргиллиты о. Тимор с океаническими красными глинами. Эти последние некоторые исследователи считают сложенными в основном продуктами океанического подводного вулканизма (Скорнякова, Мурдмаа, 1968; Мурдмаа и др., 1970; Скорнякова и др., 1971; Бонатти, 1966; Bonatti, 1965). По данным указанных исследователей, одной из главных составляющих пелагических красных глин и их аналогов яв-

ляется палагонит либо палагонитизированное вулканическое стекло, часто замещенные цеолитами. Подробнее на этом мы остановимся в специальной главе.

Наблюдаемая "консервация" вулканического стекла без значительных диа- и катагенетических преобразований, возможно, свидетельствует о быстрой палагонитизации вулканического материала, в огромных количествах взвешенного в толще воды, большой скорости его накопления и быстром захоронении другими осадками.

Осадочные породы. К этой группе относятся яшмы и известняки, образующие кремнисто-карбонатные пакеты часто значительной мощности и отдельные линзы, конкреции и желваки. Эти породы всегда залегают в эффузивно-гиалокластитовых горизонтах, преимущественно над потоками или между ними.

Яшмы довольно разнообразны по внешнему облику. В конкрециях и стяжениях они красно-оранжевые, коричнево-красные, желто-оранжево-красные до черных пятнистых. В яшмово-карбонатных пакетах они розовые, красно-розовые, вишнево- и коричнево-красные, редко пятнистые, зелено-красные. Выделено несколько разновидностей яшм, составляющих непрерывный ряд от халцедоновых через кварц-халцедоновые до монокварцевых яшм.

Сферолитовые халцедоновые яшмы весьма редки. Как правило, они образуют мелкие желваки и линзочки, залегающие внутри базальтов, вблизи кровли потоков (не глубже 10-20 см) или непосредственно на его поверхности. Внутри базальтов сферолитовые яшмы слагают многочисленные мелкие желваки. Эти яшмы обычны для базальтов нижней части формации, но наиболее характерны для средних ее частей. Размер яшмовых желваков и линз 0,5 - 25см в длину; толщина линз не превышает 5-7 см. Сферолитовыми яшмами сложено также основание почти всех яшмово-карбонатных пакетов, где их мощность не превышает 5 см.

Рассматриваемые яшмы состоят из шариков (сферолитов) размером 0,3-3 мм, редко их размеры достигают 6-8 мм в диаметре. Под микроскопом отчетливо видна радиально-лучистая структура халцедона и характерное "крестовое" угасание в сферолите. В центре некоторых из них наблюдаются очень мелкие изометричные зерна кварца (табл. IX). Рудное вещество представлено окислами железа - гематитом и гетитом, возможно, гидрогетитом. Оно распределено в промежутках между сферолитами. Центральная часть сферолитов свободна от окислов железа. От центра каждого сферолита к его периферии количество рудного вещества увеличивается.

Наиболее распространенная разновидность яшм - кварц-халцедоновые яшмы. Они слагают основную часть яшмово-карбонатных пакетов, линзы, конкреции и желваки, связанные с эффузивами, и очень крупные (до 1,5 м) конкреции в горизонтах красно-бурых железистых гиалокластитов. Обычно это ярко-красные, коричнево- и оранжево-красные, а также желто-оранжевые породы. Значительно реже наблюдаются розовые и белые яшмы. Кварц-халцедоновые яшмы слагают верхние части яшмово-карбонатных пакетов в основном в тонком переслаивании с известняками. В нижних частях этих пакетов, там, где известняки еще отсутствуют, яшмы почти монокварцевые или с небольшим количеством халцедона. Они слагают конкреции и линзы в железистых гиалокластитах, внутри эффузивов и на их поверхности. И та, и другая разности яшм сложены агрегатом кварца и халцедона с обязательным присутствием окислов железа, концентрирующихся, как правило, в халцедоновой части.

Яшмы сложены пятнисто раположенными агрегатами крипто-, микро- и тонкокристаллического кварца, в промежутках между которыми расположены агрегаты радиально-лучистого халцедона. Халцедон образует волокна и пучки, прихотливо вытянутые, закрученные и разветвляющиеся (табл. XII).

В яшмах присутствуют гематит и гетит, которые образуют неправильной формы скопления между агрегатами кварца и халцедона. Скопления имеют зональное строение: во внутренней части их всегда располагается гематит,

окруженный каемкой гетита; еще дальше, к внешнему краю скоплений, за каемкой гетита располагаются отдельные распыленные зернышки гематита, иногда образующие криптокристаллические скопления. Халцедон чаще всего окрашен гидроокислами железа. Агрегаты кварца, как правило, прозрачны. Почти всегда кварц-халцедоновые яшмы содержат микрокристаллический тонко рассеянный в массе агрегатов халцедона гранат. Последний иногда наблюдается в виде различимых только при увеличении в 600 раз изометричных зернышек с высоким показателем преломления, расположенных по периферии скоплений рудного минерала, описанных выше. Иногда гранат является существенной (после кварца) составной частью белых или кремовых яшм, в которых он образует землистые скопления (табл.XIII).

Фиг. 16. Дебаеграмма гранатовой яшмы. Обр. 423-2б, содержание андрадита 7,5%

Такие белые или кремовые гранатовые яшмы очень редки. Они слагают мелкие линзы (20 × 10 см) в составе линз и прослоев массивных красно-коричневых яшм, с которыми связаны постепенными переходами. Гранатовые яшмы отмечены только в кровле эффузивов. В одном случае кремовая яшма, обрамленная оторочкой красной яшмы, слагает небольшую линзу на контакте эффузива и перекрывающего его зеленого туфогенного пелита.

Гранатовая яшма (см. табл. XIII) сложена тонко- и микрозернистым агрегатом кварца, в котором "распылены" или на отдельных участках сконцентрированы в сплошную "землистую" массу изометричные зерна изотропного минерала, светло-желтого, бурого, светло-коричневого. Размеры отдельных зерен не превышают 0,005 мм, средняя величина их 0,001-0,003 мм. Зерна изотропного минерала находятся в агрегатном срастании с кварцем, что, по-видимому, изменяет их естественный показатель преломления. В иммерсионном препарате не удалось выделить чистый изотропный минерал без примеси кварца. Рентгеноструктурный анализ яшм, выполненный в ГИН АН СССР Т.Г.Елисеевой (фиг. 16), показал, что главные линии на дебаеграмме соответствуют различным видам гранатов уграндитовой группы. Возможно, частично к ним примешаны в каком-то количестве гидрогранаты.

Поскольку прямыми петрографическими методами диагностировать минерал не удалось, существование его подтверждается соображениями косвенного характера.

Был произведен химический анализ белой яшмы (см.табл.1, 5, анализы 1, 2; 3 и 5), были проанализированы две фракции этой породы. Тонко растертый (до пудры) препарат был отцентрифугирован в тяжелой жидкости с удельным весом 3,0 г/см^3 для отделения кварца. В полученных препаратах более тяжелый, осевший в жидкости, порошок визуально был значительно более обогащен буро-желтым веществом по сравнению с "всплывшим" порошком, но, как показал химический анализ, кремнезем в значительных количествах оказался и в той, и в другой фракциях.

Из кальциево-железистых изотропных силикатов, наличие которых можно предположить исходя из химического состава белой яшмы, можно указать только минералы группы уграндита (андрадит и гроссуляр).

Химический состав андрадитов приведен в табл. 1. Из их анализа явствует, что отношение $CaO:Fe_2O_3:SiO_2$ в среднем типе андрадитов 1,0:0,95:1,1. Точно такое же соотношение главных окислов наблюдается и при анализе "тяжелой" фракции белой яшмы (анализ 2). Приравняв количество CaO, оставшееся после вычета из суммарного состава анализа кальцита и равное 3,7%, к 1,0, мы получим, что отношение $CaO:Fe_2O_3:SiO_2$ в данной породе состав-

Таблица 1

Химические составы уральской гранатовой яшмы, андрадитов в сравнении с гранатовой яшмой формации Камчатского Мыса, вес. %

Компонент	Белая гранатовая яшма формации Камчатского Мыса		Уральская гранатовая яшма, гора Полковник	Зеленовато-желтый андрадитовый гранат	Буровато-красный полупрозрачный гранат	Каштаново-бурый гранат	Медно-желтый топазолит	Яблочно-зеленый андрадитово-спессартитовый гранат
	"Легкая" фракция, обр. 423-2а	"Тяжелая" фракция, обр. 423-2б						
SiO_2	95,66	90,98	95,52	32,91	35,37	36,40	35,40	34,80
TiO_2	–	–	–	Следы	–	0,05	0,64	0,06
Al_2O_3	–	0,05	1,18	0,69	2,31	4,25	0,82	8,00
Fe_2O_3	0,75	2,88	0,75	30,40	28,22	25,29	29,76	22,00
FeO	0,24	0,64	0,19	–	0,42	2,41	0,59	0,50
MnO	0,01	0,03	0,05	–	4,04	1,55	0,02	11,40
MgO	–	–	0,33	0,58	–	0,02	0,82	0,10
CaO	1,86	4,33	1,23	33,20	29,31	30,51	32,32	22,90
Na_2O	0,12	0,19	0,04	–	–	0,14	–	–
K_2O	0,13	0,12	0,15	–	–	0,08	–	–
H_2O^+	0,64	0,34	–	0,19	0,28	–	–	0,03
H_2O^-	0,16	0,50	–	–	–	–	–	–
P_2O_5	0,01	0,02	–	–	–	–	–	–
П.п.п.	–	–	0,16	–	–	–	–	–
Сумма	99,58	100,08	99,60	97,97	99,95	100,70	100,37	99,79
$CaCO_3$	0,36	1,13	–	–	–	–	–	–
N	–	–	–	–	–	1,863	1,887	1,893

Примечание. Химический состав уральской яшмы по М.Е.Яковлевой (1970); андратитов – по У.А.Диру, Р.А.Хауи и Дж.Зусману (1965).

ляет (в %): 3,70:3,51:4,07. Судя по данным химического анализа, эти отношения реально существуют. При этом общее количество предполагаемого андрадита составит около 11% на фракцию, или в пересчете на состав обеих фракций – 7,5% на породу.

Характерно, что химический состав белой яшмы (средний) удивительно сходен с составом гранатовой яшмы горы Полковник на Урале. Исключение представляет только содержание Al_2O_3 в уральской яшме. М.Е. Яковлева (1970), изучавшая эти породы, указывает, что обыкновенно скопления граната в уральских яшмах при обычных петрографических исследованиях принимались за глинистое вещество.

Гранатовые яшмы, описываемые М.Е. Яковлевой, залегают в зеленокаменных эффузивах нижнего девона в виде линзообразных тел мощностью 0,2–3 м и протяженностью 5–40 м. Контакты яшм с вмещающими породами резкие. Сложены яшмы кварцем и гранатом. Кварц "представлен изометричными с зазубренными очертаниями зернами, размер которых обычно достигает 0,01–0,04 мм и более. Кроме того, кварц образует округлой или эллипсовидной формы обособления размером до 0,01–0,2 мм, сложенные более крупными зернами, чем в основной массе" (Яковлева, 1970, стр. 1134). Судя по описанию и фотографиям шлифов, округлые и эллипсовидные обособления кварца скорее всего являются остатками радиолярий. Гранат в уральских яшмах представлен очень мелкими изометричными зернышками (глобулями), размер которых обычно не превышает 1–3 мк и очень редко достигает 5 мк. Гранат распределен весьма неравномерно, образуя неправильной формы скопления. Как видно из сопоставления гранатовых яшм Камчатского Мыса и уральских, сходство их поразительно.

Содержание граната в породе колеблется от 4 до 23%. Состав граната, по М.Е. Яковлевой, следующий: 74% андрадита, 13% гроссуляра и 13% спессартина.

Образование граната в яшмах М.Е. Яковлева объясняет региональным метаморфизмом, возможность другого объяснения происхождения гранатов в вулканогенных яшмах будет показана ниже.

В описываемых яшмах был обнаружен еще один экзотический для таких пород минерал – марганцевый эпидот (пьемонтит). Он образует рассеянные изометричные зерна в основной массе яшмы и игольчатые короткостолбчатые кристаллики или срастания нескольких кристалликов в кварцевых прожилках, где это единственный цветной минерал. Пьемонтит характеризуется ясным плеохроизмом в розовых тонах, $c:Ng = 30–32^{\circ}$ и $Ng–Np = 0,040–0,050$. Пересчет химического состава одного образца яшмы с пьемонтитом (см. табл. 5, обр. 959–2) по методу Дж. Имбри и А. Полдерваарта (Imbrey, Polderwaart, 1959) показал содержание пьемонтита 1,69%. Обычно его в кварц-халцедоновых яшмах значительно меньше 1% (см. табл. 5, обр. 653–2 содержит MnO = 0,98%), хотя, судя по химическим анализам, содержание его в отдельных яшмах может достигать 3–3,5%.

Очень редко в слабоокрашенных окислами железа разностях яшм наблюдаются единичные листочки серицита, иголочки апатита и зернышки граната. Для некоторых образцов кварц-халцедоновых яшм характерно присутствие того или иного количества (от единичных до 5–6%) перекристаллизованных раковин радиолярий. Внутри раковины радиолярий выполнены зернами кварца 0,01 мм в диаметре. Единичные остатки радиолярий присутствуют и в белых гранатовых яшмах Породообразующего значения они не имеют, так как экземпляры их единичны.

Кварцевые яшмы – редкие породы в составе формации. Как и сферолитовые яшмы, они тяготеют к эффузивам. Иногда эти яшмы располагаются в слоях железистых гиалокластитов под покровом базальта и диабаза.

Они сложены тонко- и мелкокристаллическим агрегатом кварца. Иногда можно наблюдать "розочки" лепестковидно расположенных зерен кварца, имеющих волнистое угасание и выдающих первично сферолитовую природу яшм. По-

роды, как правило, слабо окрашены, так как скопления гематита заключены в интерстициях между зернами кварца (см. табл. XII, в).

Электронно-микроскопическое изучение яшм показало кристалломорфную микроструктуру, вообще характерную для яшм (табл. XIV). Преобладают блоковые, или новакулитовые (по И.В. Хворовой и А.Л. Дмитрику), поверхности, характеризующие кристалломорфную или субкристалломорфную микроструктуры пород. В белых гранатовых яшмах блоковые поверхности сочетаются с мелкобугорковыми, отражающими глобулярную структуру "землистых" скоплений граната (табл. XV). Один образец красной яшмы кварц-халцедонового состава из нижней части яшмового пакета был детально изучен на электронном микроскопе методом фрактографии. Красная яшма обладает однородной структурой, более крупнокристаллической, чем обычные яшмы. Кристаллики кварца имеют размеры 4-5 мк. На электронно-микроскопическом снимке видна кристалло- и субкристалломорфная среднепелитовая масса (кварца), причем между кристаллами часто наблюдаются скопления пластинчатых кристалликов размером 0,1-0,2 мк, по форме отвечающих гематиту. В яшмах наблюдается более совершенная раскристаллизация вещества, чем в большинстве яшм, так как кристалломорфную структуру приобрел и гематит.

Изучение яшм методом ИК-спектроскопии (см. фиг. 14) показало, что все их разности, в том числе и петрографически халцедоновые, сложены α-кварцем. Кривые ИК-спектроскопии не имеют рефлексов, характерных для других форм кремнезема.

В породах отмечается катагенетическое перераспределение кварца по трещинам, наблюдаются прожилки кварца нескольких генераций. К прожилкам кварца иногда приурочены единичные зерна граната, пьемонтита и игольчатого пумпеллиита. В яшмово-карбонатных пакетах яшмы пронизаны большим количеством прожилков кальцита. В пограничных частях соприкасающихся прослоев яшм и известняков наблюдаются сильно карбонатизированные разновидности яшм, и на поверхностях напластования концентрируются бурые окислы железа.

Известняки слагают меньше 5% объема формации. Встречены две разности известняков. Преобладают известняки, находящиеся в тонком переслаивании в яшмово-карбонатных пакетах (обычно они слагают от 1/5 до 1/3 мощности пакетов). Эти известняки розовые, коричневато-розовые, буро-коричневые, редко серые, плотные, тонкокристаллические. Прослои известняков всегда меньше прослоев яшм.

Известняки обладают пелитоморфным кристаллическим сложением, редко с незначительной примесью мелкоалевритовых обломков плагиоклаза и пироксена. Вся масса кальцита равномерно окрашена окислами железа, придающими породе характерный цвет. В известняках почти всегда в незначительном количестве присутствуют хорошо сохранившиеся раковинки фораминифер и очень редко радиолярии, раковинки которых сложены тонкокристаллическим кварцем, а ядро-тонкокристаллическим кальцитом.

Вторая разновидность известняков - это белые, кремовые, зеленые и коричневые известняки мелких конкреций, залегающих в толще железистых гиалокластитов, как правило, вблизи эффузивов или непосредственно на контакте с ними. Конкреции очень редки. Форма конкреций округлая в плане, эллипсовидная в разрезе. Часто в составе одной конкреции можно увидеть известняк всех указанных расцветок, что связано с примесями туфогенного или гиалокластического материала. Электронно-микроскопическое изучение известняков показало различную природу двух описанных разностей известняков. Большая часть их в яшмово-карбонатных пакетах скорее всего имеет планктоногенную природу. В некоторых разностях таких красных известняков встречается значительное количество целых панцирей кокколитофорид - коккосфер (табл. XVI) и их фрагментов - кокколитов. В других разностях коккосферы весьма редки, но широко развит кокколитовый детрит (табл. XVII), что, возможно, свидетельствует о неблагоприятных условиях захоронения (Шуменко, 1970). Видовое разнообразие кокколитофорид, по-видимому, невелико, но изучение этого вопроса следует продолжить специалистам. Некоторые участки реплик имеют

шершаво-блоковое (субновакулитовое, по И.В. Хворовой и А.Л. Дмитрику) строение, что свидетельствует как будто бы о кристалломорфном сложении таких участков. Однако С.И. Шуменко считает такие структуры поверхности характерными для поверхностей раковин планктонных фораминифер, что весьма вероятно в нашем случае.

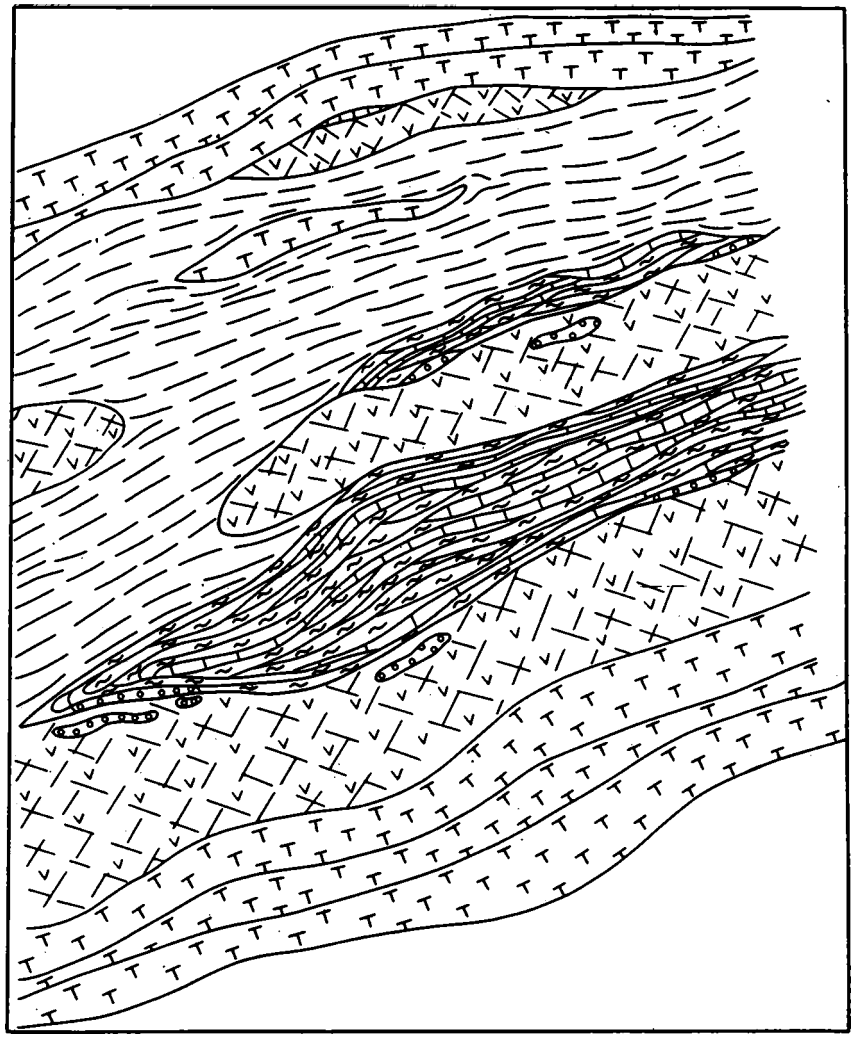
Известняки из конкреций имеют совершенно иное строение. Для них характерны плоские субпланарные поверхности, часто имеющие кристаллографические очертания (табл. XVIII). На поверхностях таких кристаллов довольно крупных размеров наблюдаются полигональные бугорки и ямки, возможно, отражающие структуры роста или структуры растворения (см. табл. XVIII, а,б). Конкреционные известняки в отличие от планктоногенных имеют скорее всего хемогенное происхождение.

Породные ассоциации. Характерной особенностью эффузивно-туфово-кремнистой формации является наличие двух четко выраженных многопородных литологических ассоциаций (комплексов): эффузивно-гиалокластитовой и туфово-кремнистой. Комплексы, как правило, обособлены в разрезе.

Выделение породных ассоциаций в формации имеет принципиальное значение, так как они генетически разнородны.

Эффузивно-гиалокластитовая ассоциация представлена эффузивами, железистыми гиалокластитами, яшмами и известняками (эффузивно-аргиллитовые горизонты). Преобладают железистые гиалокластиты при подчиненном значении остальных компонентов.

В сочетании пород всегда наблюдаются определенные закономерности. Железистые гиалокластиты в пределах одного горизонта содержат один, часто больше, пластов и линз эффузивов. Там, где их мощности сравнимы, гиалокластиты фациально замещают эффузивы или выполняют междушаровые пространства в шаровых и подушечных лавах. В большинстве же горизонтов эффузивы как бы "плавают" в массе гиалокластитов, причем характерно, что в каждом новом горизонте последние в большинстве случаев подстилают эффузивы или, другими словами, предшествуют появлению эффузива в разрезе. Яшмы и известняки также непосредственно связаны с эффузивами и железистыми гиалокластитами. Желваки и конкреции яшм и известняков также обычно погружены в массу гиалокластитов, залегая либо на поверхности потоков базальта, либо внутри них, либо между двумя потоками. В кровле потоков почти всегда наблюдаются сферолитовые яшмы, в основании их или между двумя потоками - кварц-халцедоновые и кварцевые яшмы. Яшмово-карбонатные пакеты залегают непосредственно на потоке или между потоками в массе гиалокластитов. Мощность пакетов 20-25 м (фиг. 17). Они сложены тонкими слойками (1-20 см) коричнево-красных яшм, светло-коричневых и розовых известняков, слои яшм обычно мощнее. Часто на границе яшм и известняков наблюдаются тончайшие (1-3 мм) прослойки железистого материала либо пленки окислов железа характерного бурого или коричневого цвета. Контакты пакетов с соседними тонкообломочными туфами внешне резкие. При рассмотрении образцов, взятых с контакта, в лупу наблюдаются зоны (1-2 мм) смешения пирокластического, кремнистого и известкового материала. Благодаря яркой окраске описанные горизонты хорошо прослеживаются в обнажениях. В формации насчитывается около десяти эффузивно-гиалокластитовых горизонтов. Из них в пяти-шести горизонтах содержатся яшмово-карбонатные пакеты. Характерно, что в нижней толще с горизонтами эффузивов связаны только мелкие разрозненные линзы и желваки яшм, тогда как в средней толще появляются пласты этих пород, а также яшмово-карбонатные пакеты. Соотношение известняков и яшм в пакетах меняется. Если в самом нижнем горизонте средней толщи известняки составляют примерно 1/10 - 1/15 часть пакета, то в верхних горизонтах они достигают 1/3 части пакета. В нижней толще из описываемой породной ассоциации выпадают известняки, что скорее всего связано с глубоководными условиями отложения пород. Правда, небольшие количества карбонатного материала устанавливаются химическим анализом в железистых гиалокластитах этой части разреза. Мощность горизонтов рассматриваемой



Фиг. 17. Строение эффузивно-гиалокластитового (аргиллитового) горизонта. Обозначения см. на фиг. 10.

ассоциации достигает, как видно из приведенных разрезов, 150–180 м (см. фиг. 12). Весьма незначительно загрязнение пород посторонним, в том числе туфовым и терригенным, материалом. Это свидетельствует о большой скорости накопления железистых гиалокластитов, что могло происходить только при тонкодисперсном разбрызгивании магматического материала при значительных по масштабам излияниях лавы.

Вторая породная ассоциация, слагающая 60–70% объема формации, названа туфово-кремнистой. Она сложена бурыми и зелеными, ярко-зелеными туфами, туффитами, туфогенными алевропелитами и пелитами (преобладают) и туфосилицитами. Все описанные породы связаны постепенными переходами в вертикальном и горизонтальном направлении, образуя следующий ряд: хлоритизированный кристалло-витрокластический туф → хлорит-кварц-альбит-пренитовый туфогенный пелит → туфосилицит. Все породы ряда связаны генетически. Исключение составляют туффиты, в которых присутствует иногда значительная примесь терригенного, как правило местного, материала, представляющего продукт размыва пород фундамента или перемыва нижележащих слоев. Стратификация неправильная: различные породы сменяют друг друга без определенной системы. Очень редко, спорадически наблюдается неясная

слоистость типа градационной. Такие слои (мощность их не превышает 10–15 м) в основании сложены псефо-псаммитовыми туфами и туффитами, которые вверх по разрезу сменяются туфогенными алевропелитами, пелитами и туфосилицитами.

Туфосилициты и кремнистые туфогенные пелиты обычно залегают линзами, пятнами, неясно очерченными стяжениями. Количество туфосилицитов заметно убывает вверх по разрезу.

Таким образом, в составе формации выделены две естественные породные ассоциации, каждая из которых содержит силициты. По облику и, как мы увидим ниже, по генезису эти две разности силицитов резко различны. К выяснению генетических особенностей формирования описанных типов пород и происхождения силицитов нам предстоит перейти.

Основные генетические типы пород и их петрохимические особенности

Петрохимический анализ всех составляющих формацию типов пород позволяет подойти к выяснению происхождения как каждой из них, так и породных ассоциаций в целом.

Эффузивные породы. Химический состав эффузивов отражен в табл. 2. Для некоторых образцов, в которых количество CO_2 по данным анализа превышает 1%, выполнены пересчеты на бескарбонатное вещество, так как карбонатность в эффузивах явно наложенная, связанная с катагенетическим перераспределением $CaCO_3$ из близ расположенных яшмово-карбонатных пакетов. Содержание SiO_2 в породах колеблется от 43 до 54% (при среднем значении 48,67%), суммарное содержание щелочей не превышает 4,72%, минимальное – 2,62% (при среднем содержании 3,76%). По классификации А.Н. Заварицкого, породы относятся к насыщенным и пересыщенным кремнеземом и недосыщенным и насыщенным щелочами породам. Коэффициент Θ, предложенный А. Сугимура (Sugimura, 1960), является показателем кремнеземистости первичной магмы и вычисляется по следующей формуле:

$$\Theta = SiO_2 - 47(Na_2O + K_2O) : Al_2O_3.$$

Он колеблется от 32 до 39 при среднем значении 35,5. Пять из девяти пересчитанных анализов имеют $\Theta = 36$.

По величине коэффициента кремнеземистости А. Сугимура выделяет четыре группы вулканических пород, которые иллюстрируют положение границы континента и океана. Во фронте вулканической зоны островной дуги $\Theta > 40$; далее в сторону океана $36 < \Theta < 40$; $31 < \Theta < 36$ и $\Theta < 31$.

Коэффициент родства σ (Ритман, 1964) варьирует от 1,68 до 6,49, в одном случае достигая 18,08, при среднем значении 4,9. Это соответствует вариациям между сильно тихоокеанской и слабо атлантической родственными группами. По А. Ритману, сильно тихоокеанский тип базальтов отличается высоким содержанием анортита в плагиоклазе при высоком содержании кремнезема.

При пересчете химических анализов по системе C.I.P.W. базальты в большинстве случаев отвечают нормативно кварцевым. Но некоторые их разности (преимущественно с оливином во вкрапленниках) содержат оливин и даже нефелин в норме. По данным Г.С. Йодера и К.Э. Тилли (1965), Г. Макдональда и Т. Кацуры (MacDonald, Katsura, 1964), Д. Грина и А. Рингвуда (1970а), по косвенной химической классификации (C.I.P.W.) выделяются следующие главные типы базальтов: толеит – базальт, характеризующийся присутствием нормативного гиперстена; кварцевый толеит – базальт с нормативным кварцем и гиперстеном; оливиновый толеит – базальт с нормативным оливином и гиперстеном; щелочной оливиновый базальт – базальт с нормативным оливином и нефелином, причем последнего не более 5%.

Д. Грин и А. Рингвуд, рассматривая эту классификацию как до некоторой степени искусственную, отмечают, что в природных объектах подобная четкость разделения базальтов отсутствует из-за наличия переходных разностей.

Таблица 2

Химический состав эффузивов эффузивно-туфово-кремнистой формации Камчатского Мыса

Компонент	80-3	3150-2	80-4	3383-3	82-2	79-21
	1	2	3	4	5	6
SiO_2	49,39	49,18	48,33	48,06	47,71	46,77
TiO_2	1,27	2,05	1,51	1,29	1,68	2,27
Al_2O_3	10,84	14,15	12,01	17,24	12,93	11,71
Fe_2O_3	5,56	8,42	4,19	8,14	6,91	7,98
FeO	4,27	4,63	4,47	3,13	5,64	6,08
CaO	13,79	9,63	15,67	8,92	10,78	10,82
MgO	3,97	4,89	4,46	5,82	6,57	5,78
MnO	0,14	0,30	0,22	0,28	0,24	0,31
Na_2O	3,70	4,00	3,34	2,97	2,98	3,34
K_2O	0,25	0,72	0,18	0,78	0,57	0,81
H_2O^+	1,78	2,27	2,46	–	1,41	1,43
H_2O^-	0,70		0,39	–	1,22	1,11
CO_2	4,64	–	2,56	–	0,94	1,24
$C_{орг}$	–	–	–	–	–	–
P_2O_5	0,14	0,27	0,24	0,27	0,25	0,23
SO_3	–	–	–	0,01	–	–
П.п.п.	–	–	–	2,84	–	–
Сумма	100,44	100,51	100,03	99,75	99,83	99,88

Примечание. Здесь и дальше двойные цифры – номера образцов.

Исходя из данных пересчета, базальты эффузивно-туфово-кремнистой формации имеют весьма широкий диапазон состава – от типичных толеитов до субщелочных разностей оливиновых базальтов.

Содержание нормативного нефелина свидетельствует лишь о несколько повышенной щелочности отдельных разностей базальтов. Минералогически повышенная щелочность выражена в частичной (то большей, то меньшей) альбитизации основных плагиоклазов. Иногда альбитизация достигает таких масштабов, что порода может отождествляться со спилитом (это касается только шаровых разновидностей базальтов).

Отношение K_2O/Na_2O (фиг. 18), которое в описываемых базальтах всегда много меньше 1,0 и часто меньше 0,1, свидетельствует о принадлежности их к толеитовой серии. Это положение подтверждается некоторыми другими принятыми в петрологии базальтов построениями.

На треугольной диаграмме $Na_2O + K_2O - FeO + Fe_2O_3 \times 0,9 - MgO$ (фиг.19), предложенной Х.Куно (Kuno, 1960), эффузивы формации попадают в поля толеитовых и высокоглиноземистых базальтов, частично перекрывающих друг друга. При этом характерно разделение их на две группы, из которых правая сдвинута в сторону повышенного содержания MgO (см. табл. 2, анализы 7, 8, 11, 12). В эту группу попадают все диабазовые разности эффузивов (см. табл. 2, анализы 7, 11, 12).

(вес. %)

6705	6115	81-8	6751	3314-2	84-2
7	8	9	10	11	12
46,54	46,02	45,90	45,38	43,38	43,28
1,44	1,63	2,38	1,63	0,85	1,35
16,27	17,33	12,67	14,62	15,89	15,05
5,65	5,05	7,97	6,11	6,95	5,79
4,51	3,67	6,54	5,35	3,33	3,70
10,27	10,56	10,94	11,02	10,93	14,15
8,36	7,54	5,32	6,24	7,61	6,23
0,23	0,09	0,26	0,11	0,09	0,16
3,12	2,16	3,44	3,62	2,06	2,70
0,15	0,50	0,74	0,31	0,56	0,90
-	-	1,11	-	-	2,12
-	-	0,83	-	-	0,66
-	-	1,28	-	-	3,86
-	-	0,03	-	-	-
-	-	0,23	0,44	-	0,20
-	-	-	0,10	-	-
-	4,64	-	4,78	7,92	-
96,54	100,19	99,64	99,71	99,57	99,95

Диаграмма $Na_2O-CaO-K_2O$ (см.фиг.19) демонстрирует высокое содержание CaO по отношению к сумме щелочей, что весьма характерно для толеитовых океанических базальтов и согласуется с положением А.Ритмана (1964) о сильно тихоокеанской группе. Диаграмма $MgO-Al_2O_3/SiO_2$ (фиг. 20), предложенная А.Мурата (Murata, 1960) и характеризующая направленность дифференциации базальтового расплава, убедительно свидетельствует о принадлежности базальтов эффузивно-туфово-кремнистой формации к двум родственным сериям: толеитовой и высокоглиноземистой. По данным многих геологов, серия высокоглиноземистых базальтов является самостоятельным типом магмы, так же как толеитовая и щелочно-оливиновая (Kuno, 1959, 1960; "Геологическое..." 1968). В данном случае несомненна самая тесная связь типично толеитовых разностей базальтов с разностями, отвечающими высокоглиноземистому типу. По-видимому, здесь мы имеем дело с дифференциатами толеитовой магмы, содержащими повышенное количество натрия. Большая часть фигуративных точек эффузивов формации Камчатского Мыса на диаграмме $MgO-Al_2O_3/SiO_2$ распределяется вдоль нижней ветви кривой дифференциации, отвечающей ряду высококремнеземистых пород.

В ареал распределения фигуративных точек (анализы 1-3, 5,6,9,10 в табл. 2) попадают средние значения толеитовых базальтов, средних толеитов и долеритов, средних спилитов и средних типов эффузивов вулкана Килауэа

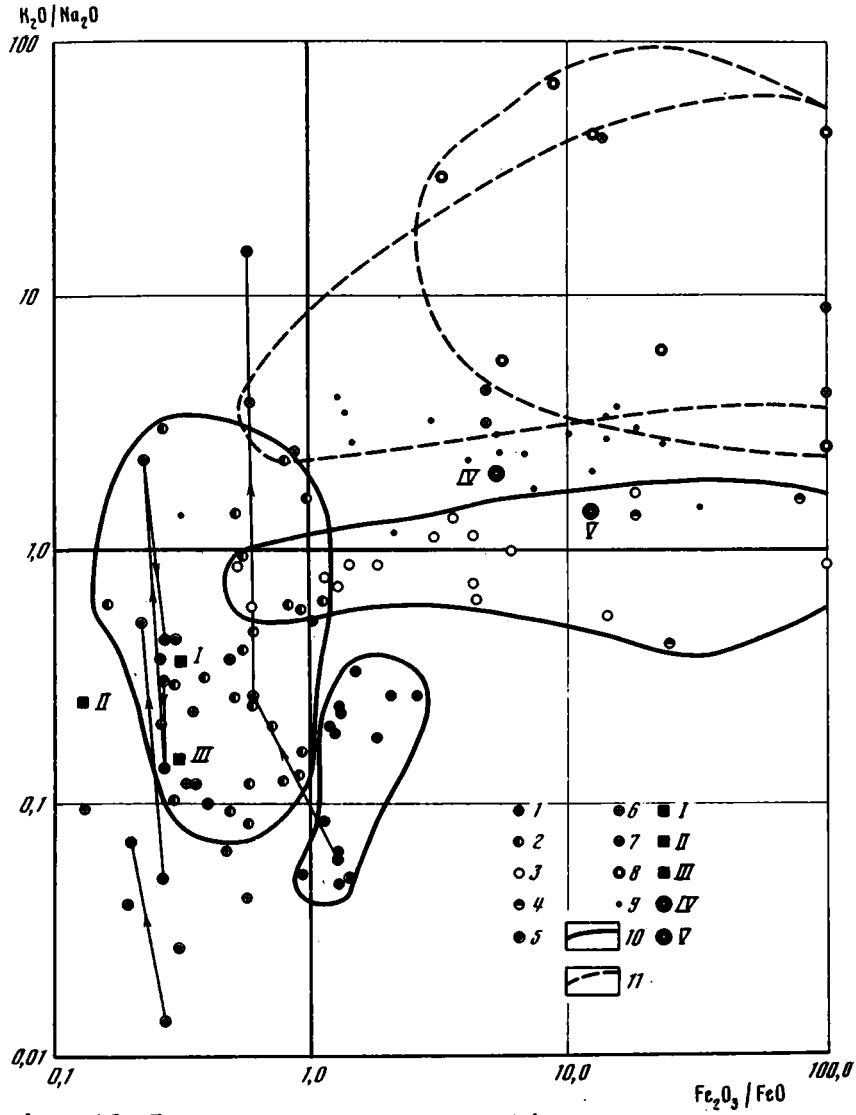
Таблица 2 (окончание)

Компонент	Анализы, пересчитанные на бескарбонатное вещество						Среднее анализов 1–12, пересчитанных на бескарбонатное вещество
	1	3	5	6	9	12	13
SiO_2	54,94	51,30	48,83	48,09	47,62	47,47	48,67
TiO_2	1,41	1,60	1,72	2,54	2,47	1,48	1,67
Al_2O_3	12,06	12,75	13,23	12,04	13,09	16,47	14,59
Fe_2O_3	6,18	4,45	7,07	8,20	8,27	6,33	6,73
FeO	4,75	4,75	5,77	6,25	6,78	4,05	4,75
CaO	8,77	13,18	9,81	9,50	9,66	10,11	10,20
MgO	4,41	4,73	6,72	5,94	5,52	6,82	6,21
MnO	0,15	0,23	0,24	0,32	0,27	0,17	0,20
Na_2O	4,11	3,55	3,05	3,43	3,57	2,95	3,21
K_2O	0,27	0,19	0,58	0,83	0,77	0,98	0,55
H_2O^+	1,98	2,61	1,47	1,47	1,15	2,32	3,18
H_2O^-	0,78	0,41	1,25	1,14	0,86	0,72	
CO_2	-	-	-	-	-	-	-
$C_{орг}$	-	-	-	-	-	-	-
P_2O_5	0,15	0,25	0,25	0,23	0,24	0,22	0,19
SO_3	-	-	-	-	-	-	-
П.п.п.	-	-	-	-	-	-	-
Сумма	99,96	100,00	99,99	99,98	100,27	100,09	100,15

(табл. 3). Эта группа пород близка по составу к исходной толеитовой магме, продуктом которой они являются. Вторая группа пород (см. табл. 2, анализы 4, 7, 8, 11, 12) сдвинута на диаграмме относительно первой в сторону большего содержания Al_2O_3 и большего содержания MgO. Содержания Al_2O_3 и MgO в этой группе, что хорошо видно из табл. 2, действительно наиболее высокие. В эту группу входят диабазовые и оливинсодержащие разности базальтоидов п-ова Камчатский Мыс. Близость ареалов может свидетельствовать о родственности групп и едином их происхождении.

Интересно, что в первую группу пород попали преимущественно стекловатые разновидности, что указывает на повышенные содержания SiO_2 и CaO в нераскристаллизованном стекле, а повышенные содержания Al_2O_3 и MgO, для них нехарактерные, отмечаются в породах, где алюмосиликаты и магниевые силикаты приобрели минералогический облик.

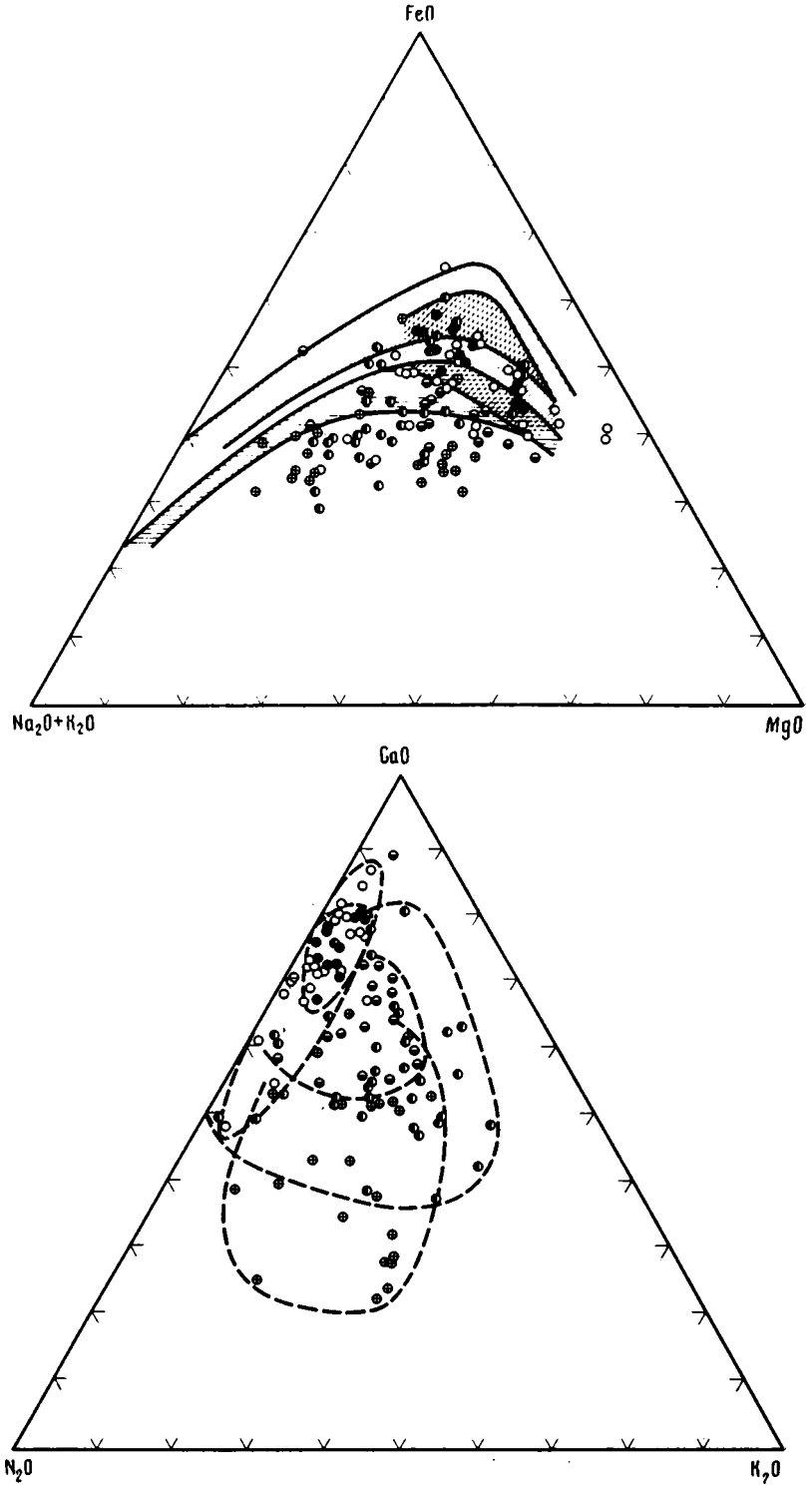
Обращает внимание высокое содержание в описываемых эффузивах TiO_2, которое в отдельных случаях достигает 2,5% при среднем значении 1,67%. Это несколько выше, чем в среднемировых базальтоидах, но близко к содержанию TiO_2 в среднем типе (по A.E. Engel, C.G. Engel, R.G. Havens, 1965; табл. 2, стр. 721) толеитовых базальтов. Средние типы толеитовых океанических базальтов приведены в табл. 3. Даже простое сравнение содержаний различных окислов в толеитах с описываемыми эффузивами говорит о сходном химическом составе их. Это в первую очередь относится к содержанию SiO_2, которое характеризует толеиты как насыщенные кремнеземом породы.

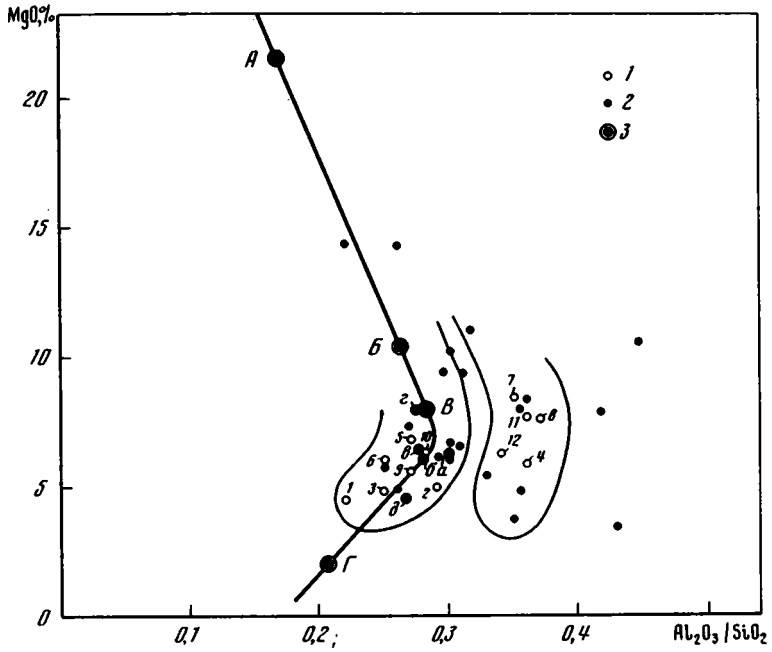


Фиг. 18. Диаграмма соотношения K_2O/Na_2O–Fe_2O_3/FeO в породах формаций Камчатского Мыса и францисканской

Формация Камчатского Мыса: 1 – эффузивы, 2 – туфогеннные породы, 3 – яшмы, 4 – железистые гиалокластиты; францисканская формация: 5 – эффузивы, 6 – фрагментарные вулканиты, 7 – яшмы, 8 – аргиллиты, связанные с яшмами; 9 – современные океанические красные глины; 10 – ареалы пород формации Камчатского Мыса; 11 – ареалы францисканских пород. Средний состав: I – лав Килауэа, II – толеитов, III – спилитов, IV – тихоокеанских красных глин, V – "red clay", по Кларку (Clarke, 1924)

Д. Грин и А. Рингвуд (1970в) показали, что содержание K_2O, TiO_2 и P_2O_5 в базальтах толеитового ряда близко к случайному. Известны толеиты с содержанием $TiO_2 < 1\%$ и $> 2{,}5\%$; в них пониженное количество TiO_2 может сопровождаться высоким или низким содержанием K_2O. В нашем случае такое положение как будто бы подтверждается. Однако на диаграмме соотношения K_2O, TiO_2 и Na_2O с SiO_2 (фиг. 21) удается все же установить связь


FeO
Na_2O+K_2O
MgO
8
CaO
N_2O
K_2O
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10



Фиг. 20. Диаграмма соотношения $MgO - Al_2O_3/SiO_2$ для эффузивов формации Камчатского Мыса и францисканской

1 – формация Камчатского Мыса; 2 – францисканская формация; 3 – средние составы. Линия нормальной дифференциации толеитовых базальтов: А – пикрит, Б – толеитовый оливиновый базальт, В – толеитовый базальт, Г – гранофир. Средние составы: а – 12 анализов базальтов формации Камчатского Мыса, б – 6 анализов базальтов францисканской формации, в – толеитов, г – лав Килауэа, д – спилитов

между окислами щелочных металлов и окисью титана в зависимости от содержания кремнезема. По содержаниям SiO_2 намечаются три типа корреляции.

При высоких содержаниях SiO_2 (47,5–55%) все три окисла отчетливо коррелируются между собой, обладая сходным качественным характером распределения при некоторых колебаниях в содержании Na_2O. При содержании SiO_2 ниже 47,5% K_2O в основном коррелируется с TiO_2 при обратных зависимостях Na_2O. Без статистической обработки корреляционных связей, возможной только при большем количестве анализов, трудно утверждать, случайны или закономерны отмеченные связи.

Существенно отличает описываемые базальты от всех разновидностей толеитовых базальтов отношение Fe_2O_3/FeO (см. фиг. 18), которое в последних всегда значительно меньше 1,0 и в среднем составляет 0,2–0,3 (см.табл.3). В базальтах эффузивно-туфово-кремнистой формации это отношение всегда несколько больше 1,0, что минералогически выражено в большом количестве рассеянного и сконцентрированного в интерстициях и стекловатом мезостазисе гематита и гетита. Это положение, на мой взгляд, весьма существенно.

Фиг. 19. Диаграммы соотношений $Na_2O + K_2O - FeO - MgO$ и $Na_2O - CaO - K_2O$ для эффузивов формаций Камчатского Мыса, францисканской и верхнемеловых формаций Камчатки и Малой Курильской гряды

1 – формация Камчатского Мыса; 2 – францисканская формация; 3 – ирунейская серия; 4 – валагинская серия и хапицкая свита; 5 – малокурильская свита; 6 – толеитовые базальты; 7 – высокоглиноземистые базальты; 8 – щелочные оливиновые базальты. Все железо пересчитано как FeO

Таблица 3

Химический состав океанических толеитовых базальтов, вес. %

Компонент	Оливиновый толеит из дайки "Голова слона", Южная Африка *1	Толеитовый базальт, вулкан Килауэа, поток 1921 г. *2	Принятая материнская магма гавайских толеитов *3	Среднее 11 анализов высокоглиноземистых базальтов Японии и п-ова Корея *4	Пересчитанная магма Kewenawan Greenstone flow *5	Толеитовые базальты Атлантический океан	
SiO_2	49,1	49,1	49,8	50,2	49,0	49,20	49,48
TiO_2	0,6	2,3	2,5	0,7	1,6	2,03	1,39
Al_2O_3	15,9	13,3	12,5	17,6	17,4	16,09	16,72
Fe_2O_3	0,2	1,3	1,7	2,8	3,2	2,72	1,16
FeO	8,7	9,7	10,2	7,2	8,1	7,77	7,58
MnO	-	0,2	0,1	0,3	0,2	0,18	0,19
MgO	9,8	10,4	8,8	7,4	6,9	6,44	8,20
CaO	13,9	10,9	10,9	10,5	10,2	10,46	11,14
Na_2O	1,4	2,1	2,5	2,8	2,7	3,01	2,66
K_2O	0,3	0,5	0,6	0,4	0,5	0,14	0,24
H_2O^+	-	-	-	-	-	0,70	0,62
H_2O^-	-	-	-	-	-	0,95	0,61
P_2O_5	0,1	0,2	0,4	0,1	0,2	0,23	0,12
Сумма	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	99,92	100,11
Fe_2O_3/FeO	0,023	0,134	0,166	0,38	0,39	0,35	0,15
Na/K	4,66	4,20	4,16	7,00	5,40	19,30	9,9

*1 Polderwaart, 1944;
*2 Yoder, Tilley, 1962;
*3 Nockold, Allen, 1954;
*4 Kuno, 1960;
*5 Cornwell, 1951, цитируется по А. Полдерваарту (Polderwaart, 1962).

Отношение $Fe_2O_3/FeO > 1,0$ свидетельствует об отсутствии или незначительном количестве вторичных преобразований, при которых восстанавливается железо с формированием железистых силикатов, а также о значительном парциальном давлении кислорода в магматической камере, служившей источником вулканического материала. Большая часть железа присутствует в породах не в силикатной, а в окисной форме.

Данные Дж.К.Кеннеди (1950) и Е.Осборна (Осборн, Ройдер, 1963; Osborn, 1959) свидетельствуют о большом влиянии степени окисления железа на ход кристаллизации базальтовой магмы. Согласно исследованиям указанных авторов, при относительно высоком давлении кислорода минералы типа магнетита легко выделяются из магмы, что приводит к уменьшению концентрации железа и к существенному обогащению остаточного расплава кремнеземом. И напротив, низкие парциальные давления кислорода (летучесть его) приводят к стабилизации богатых железом породообразующих минералов.

Толеитовые базальты								Средний состав океанического толеитового базальта
Атлантический океан			Тихий океан					
48,54	49,02	50,13	48,53	49,80	49,64	49,94	49,13	49,34
1,50	1,46	0,86	0,76	2,02	1,37	2,27	1,23	1,49
16,70	18,04	19,65	22,30	14,88	16,19	14,85	14,97	17,04
3,56	1,58	1,86	0,69	1,55	1,35	2,17	3,28	1,99
4,95	6,22	4,77	4,82	10,24	7,85	8,07	5,72	6,82
0,18	0,13	0,12	0,16	0,21	0,18	0,22	0,16	0,17
7,12	7,85	5,95	7,14	6,74	8,37	6,42	7,68	7,19
11,31	11,51	12,57	12,86	10,72	12,01	11,92	12,68	11,72
2,98	2,92	2,77	2,18	2,91	2,75	2,70	2,37	2,73
0,14	0,08	0,21	0,06	0,24	0,11	0,26	0,16	0,16
1,50	0,64	0,50	0,38	0,54	0,30	0,63	1,06	0,69
1,20	0,57	0,44	0,01	0,06	0,01	0,67	1,25	0,58
0,21	0,12	0,19	0,07	0,28	0,09	0,18	0,15	0,16
99,89	100,14	100,02	99,96	100,19	100,22	100,30	99,84	
0,72	0,25	0,39	0,14	0,15	0,17	0,27	0,57	0,29
19,1	32,8	11,8	33,0	10,80	22,4	9,30	13,3	16,0

После рассмотрения петрографических и петрохимических особенностей базальтов эффузивно-туфово-кремнистой формации Камчатского Мыса можно сделать некоторые выводы об их генезисе на основе современных представлений о происхождении толеитовых и высокоглиноземистых магм.

Данные петрографического изучения базальтов показывают, что их можно расположить в ряд от стекловатых, оливиновых до пироксен-плагиоклазовых разностей.

В этом ряду наблюдаются: 1) базальты с вкрапленниками оливина, погруженного в стекловатую сферолитовую нераскристаллизованную массу; 2) базальты, в которых наряду с вкрапленниками оливина появляются признаки раскристаллизации сферолитов, когда наблюдаются радиально-лучистые агрегаты лейст плагиоклаза на фоне зародышевых сноповидных и петельчатых агрегатов пироксена; 3) базальты, в которых оливин отсутствует, во вкрапленниках появляются кристаллы или гломеропорфировые сростки плагиоклаза с прекрас-

ными кристаллографическими очертаниями. Они погружены в основную массу, состоящую из игольчатых лейст плагиоклаза, дендритов клинопироксена и стекла; 4) базальты с крупными вкрапленниками частично альбитизированного плагиоклаза; 5) базальты, диабазы и диабазовые порфириты с вкрапленниками плагиоклаза и полнокристаллической основной массой.

Указанный ряд, как видно, содержит все переходные разности от полностью стекловатых до полнокристаллических и, по-видимому, отражает последовательность кристаллизации основных минеральных компонентов эффузивов.

Экспериментальные данные К. Тилли, Х. Йодера и Дж. Шерера (Tilley, Yoder, Schairer, 1965), Д. Грина и А. Рингвуда (1970 а,б) по кристаллизации и фракционной дифференциации расплава, соответствующего по составу оливиновому толеиту, на верхних горизонтах земной коры при давлениях менее 5 кбар (т.е. в пределах океанической коры или верхней мантии) свидетельствуют о последовательной кристаллизации вначале оливина, затем плагиоклаза и клинопироксена. При этом Д. Грин и А. Рингвуд (1970а, стр. 148) отмечают, что "несмотря на то что ранняя кристаллизация оливина при низком давлении приводит к обогащению расплава SiO_2, Al_2O_3 и CaO, появление в качестве второй минеральной фазы кальциевого плагиоклаза ограничивает процесс обогащения глиноземом и известью; вместо этого происходит хорошо известная дифференциация толеита до богатого железом кварцевого (нормативно. – *М.Х.*) толеита, обогащенного натрием и калием и содержащего 50% SiO_2 или более и 12–14% Al_2O_3".

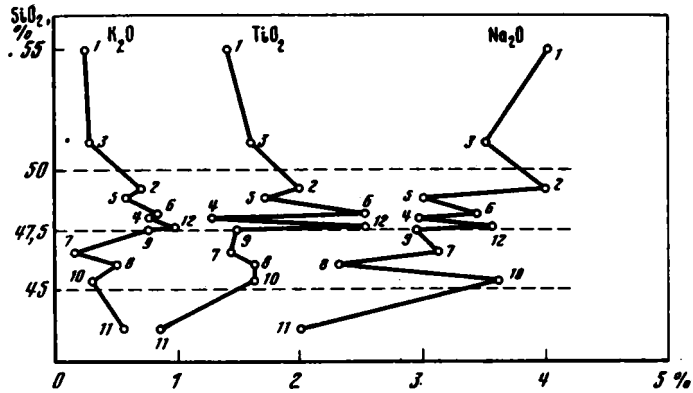
При более высоких давлениях (выше 9 кбар), как отмечают указанные авторы, оливин не кристаллизуется, и главный минерал ликвидуса представлен ортопироксеном. Эти данные убедительно показывают, что базальты описываемой формации являются производными магмы, кристаллизовавшейся близко от поверхности (0–15 км). Рассматривая происхождение высокоглиноземистых базальтов, Д. Грин и А. Рингвуд поддерживают точку зрения Х. Куно (Kuno, 1960) о самостоятельности высокоглиноземистой магмы. По их данным, магма, родоначальная высокоглиноземистым базальтам, отделяется на глубинах 15–35 км. Как показал Х. Куно, расплавы, соответствующие толеитовым, высокоглиноземистым и щелочным базальтам, формируются на разных глубинах, увеличивающихся по направлению океан – континент, что хорошо иллюстрирует предложенная им диаграмма (фиг. 22). Таким образом, базальты эффузивно-туфово-кремнистой формации формировались в пределах океанической коры, т.е. в пределах ложа океана, возможно, вблизи континентального склона, что обусловило их толеитовый и переходный к высокоглиноземистому состав. При этом появление в составе формации наряду с типичными толеитами разностей, близких к высокоглиноземистым, свидетельствует, вероятно, о подаче расплава с различных глубин в процессе прогибания ложа океана.

Облик базальтов (их стекловатость иногда на всю мощность потока, афировое сложение, массивность и т.д.) обусловлен трещинными излияниями на океанических глубинах при значительном гидростатическом давлении столба воды. При извержениях в таких условиях типичные эксплозии отсутствуют, что и наблюдается в данном случае.

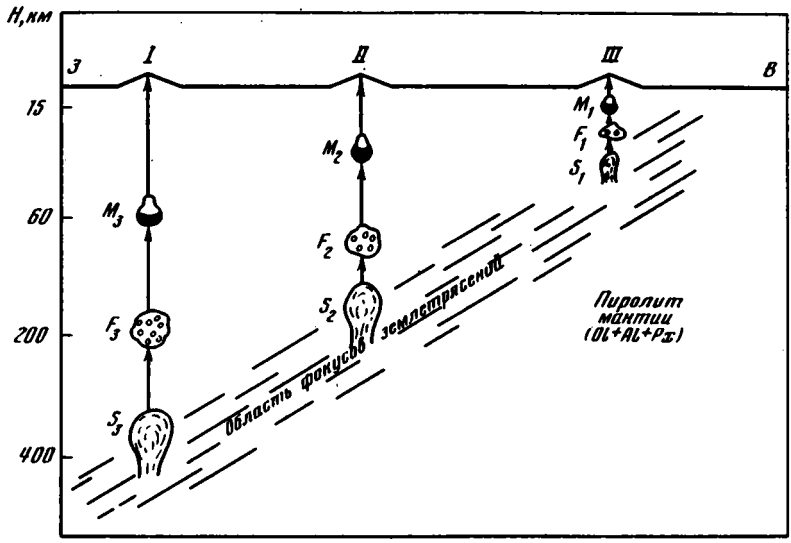
Железистые гиалокластиты. Происхождение железистых гиалокластитов связано с эффузивной деятельностью; в этом позволяют убедиться их петрохимические особенности.

Химический состав трех образцов гиалокластитов приведен в табл. 4. Основные особенности их состава следующие. В железистых гиалокластитах по сравнению со средними базальтами отмечается повышенное содержание SiO_2, что соответствует, по данным рентгеноструктурного анализа, наличию свободного кремнезема в кварцевой форме. Поскольку количество обломков кварца во всех видах осадочных пород формации исключительно низкое, мы вправе утверждать что повышенное содержание SiO_2 не связано с терригенной примесью.

Содержание Al_2O_3 и суммарного железа, пересчитанного на Fe_2O_3, обратно пропорционально количеству SiO_2 (фиг. 23; см. фиг. 26). Отношения же Al_2O_3/SiO_2 и Fe_2O_3/SiO_2 довольно высокие. Общее содержание Al_2O_3 соот-



Фиг. 21. Диаграмма зависимости содержания K_2O, TiO_2 и Na_2O от содержания SiO_2 в эффузивах формации Камчатского Мыса. Анализы пересчитаны на бескарбонатное вещество



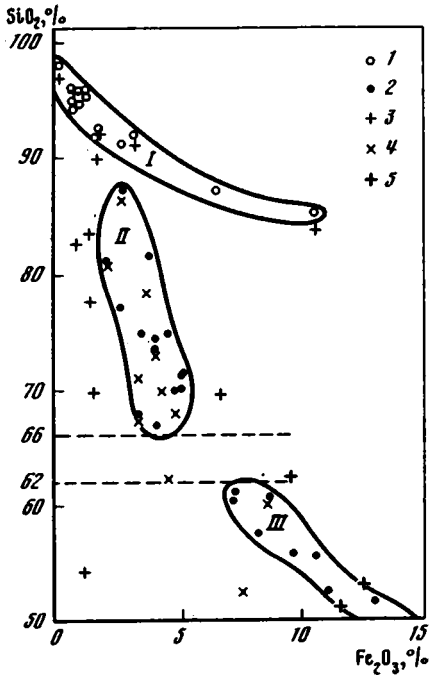
Фиг. 22. Профиль-диаграмма через Японию (по Kuno, 1959), отражающий интерпретируемые соотношения между глубиной фокусов землетрясений, начальной глубиной движения пиролита, глубиной отделения магмы и типами базальтовой магмы, достигающей земной поверхности. S_1, S_2, S_3 – первоначальное положение поднимающихся пиролитовых масс; F_1, F_2, F_3 – начало частичного плавления; M_1, M_2, M_3 – глубина, на которой отделяется магма.

I – щелочной базальт; II – высокоглиноземистый базальт; III – кварцевый толеит

ветствует содержанию алюминия в базальтах, а количество $Fe_2O_3 + FeO \times 1{,}1$ несколько выше, чем в последних. В отношении Fe_2O_3/Al_2O_3 нет какой-либо закономерности (фиг. 24). Характерно отношение окисного железа к закисному. Оно значительно больше 10 (см. фиг. 18). Содержание FeO в гиалокластитах очень невелико (~1%), что свидетельствует о незначительном количестве силикатов, куда железо входит в закисной форме, что подтверждает также меньшее, чем в эффузивах, количество MgO (почти в два раза). Количество Fe_2O_3 в гиалокластитах значительно выше, чем в эффузивах. Результаты рентгеноструктурного анализа о незначительном количестве хлорита и хлорит-

монтмориллонитового смешанно-слойного минерала согласуются с этими данными.

Содержание щелочей больше, чем в эффузивах, причем как в отдельных образцах гиалокластитов, так и в среднем K_2O преобладает над Na_2O. Минералогически это выражено в присутствии гидрослюд, которые имеют, по-видимому, аутигенное происхождение. По сравнению с эффузивами значительно увеличивается содержание K_2O в породе и уменьшается количество Na_2O. Интересно и повышенное содержание марганца.



Фиг. 23. Диаграмма соотношения SiO_2 – Fe_2O_3 для пород формации Камчатского Мыса

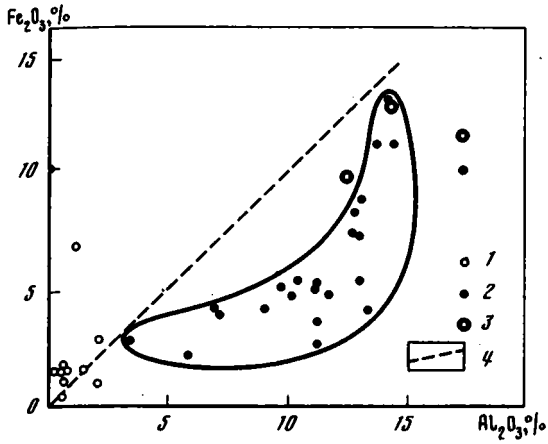
1 – яшмы; 2 – туфы и туфосилициты; 3,4 – соответственно яшмы и туфогенные породы, не пересчитанные на бескарбонатное вещество; 5 – гиалокластиты. Ареалы: I – яшмы, II – туфогенные пелиты и туфосилициты, III – туфы и туффиты. Все железо пересчитано как F_2O_3

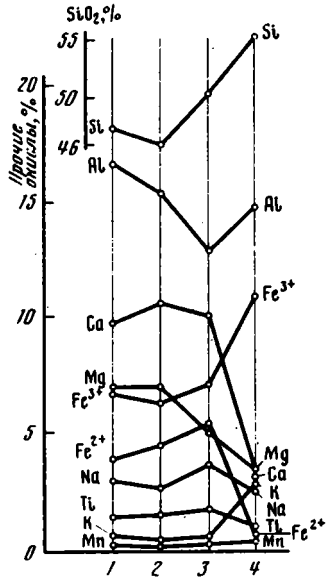
Суммируя все петрохимические особенности железистых вулканогенных аргиллитов, сравним химический состав (средние значения) ряда: полнокристаллический диабаз → базальтовый порфирит → стекловатый базальт → железистый гиалокластит, предположив, что в ряду кристаллизации эффузивов гиалокластовые образования являются крайним членом, в котором полностью отсутствовала кристаллическая фаза. При этом условно примем допущение, что вторичные изменения одинаково повлияли на состав всех членов ряда, основываясь на генетическом единстве его. Кроме этого, нельзя не учитывать установленного выше положения о наличии в формации базальтов двух родственных групп – толеитовой и высокоглиноземистой.

Диаграмма сопоставления составов указанных пород приведена на фиг. 25. Для содержаний окислов основных элементов в гиалокластитах по сравнению с эффузивами можно отметить следующие особенности. Все окислы делятся на две группы, которые характеризуются прямо противоположными тенденциями накопления в гиалокластитах: содержание SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, K_2O и MnO в них по сравнению с эффузивами возрастает, иногда очень сильно, содержание CaO, FeO, MgO, Na_2O и Ti_2O убывает. Для разных окислов оказываются различными тенденции накопления от более или менее раскристаллизованных базальтов (см. фиг. 25, 1, 2), через стекловатые и слабо раскристаллизованные разности к гиалокластитам. SiO_2 накапливается как в стекловатых базальтах, так и в гиалокластитах. При этом если повышенные содержания кремнезема в слабо раскристаллизованных эффузивах можно объяснить незначительным количеством или иногда почти полным отсутствием кристаллической силикатной фазы, то для гиалокластитов резкое увеличение SiO_2 можно объяснить только добавлением свободного кремнезема в процессе седиментации. Это под-

тверждается и данными рентгеноструктурного анализа о наличии кварца в исследованных гиалокластитах.

Количество Al_2O_3 убывает от раскристаллизованных эффузивов к стекловатым, а в гиалокластитах несколько увеличивается. Но в последних Al_2O_3 все же меньше, чем в нестекловатых базальтах. Однозначное объяснение такому явлению дать трудно. Уменьшение содержания глинозема в стекловатых базальтах, видимо, является отражением кристаллизационной дифференциации, а некоторое увеличение его в гиалокластитах, вероятно, связано с процессами





Фиг. 24. Диаграмма соотношения $Fe_2O_3 - Al_2O_3$ для пород формации Камчатского Мыса

1 - яшмы; 2 - туфогенные породы; 3 - гиалокластиты; 4 - Fe_2O_3/Al_2O_3= = 1:1. Все железо пересчитано как Fe_2O_8

Фиг. 25. Диаграмма сопоставления составов диабазов, базальтов и гиалокластитов формации Камчатского Мыса

1 - диабазы; 2 - базальты и базальтовые порфириты; 3 - стекловатые базальты; 4 - железистые гиалокластиты

аутигенного минералообразования в диагенезе. Наличие в аргиллитах незначительных количеств гидрослюд и монтмориллонита как будто бы подтверждает это. Однако не исключена и терригенная природа глинозема.

Увеличение количества трехвалентного железа в гиалокластитах понятно. Это связано со спецификой состава эффузивов формации, в которых количество Fe_2O_3, как мы видели (см. фиг. 18), всегда превышает содержание FeO. Окисное железо выносится при эффузивном процессе в виде гелеобразных растворов, быстро образующих хлопьевидный осадок в результате повышения щелочности среды, характерной для морской воды. Некоторая часть FeO вместе со стеклом, в котором железо находится преимущественно в окисной форме, выносится в воду при дисперсном распылении вулканического вещества.

Увеличение содержания K_2O в гиалокластитах, по-видимому, связано с образованием аутигенной гидрослюды (иллита), причем часть K_2O должна заимствоваться из морской воды первичными гиалокластитовыми илами.

Малые содержания в гиалокластитах по сравнению с эффузивами CaO, MgO, FeO и Na_2O свидетельствуют, по-видимому, о выносе этих элементов из раз-

Таблица 4

Химические составы гиалокластитов (железистых аргиллитов) эффузивно-туфово-крем ("fossil red clays", по El-Wakeel, Riley, 1961) и средних типов современных океа

Компонент	86-12	79-13	79-4	Среднее анализов 1-3	Анализы, пересчитанные на бескарбонатное вещество	
	1	2	3		1	3
SiO_2	62,17	53,09	50,66	55,30	62,22	51,03
TiO_2	0,74	1,02	1,02	0,92	0,74	1,02
Al_2O_3	12,52	14,45	17,52	14,83	12,53	17,64
Fe_2O_3	9,40	12,14	11,54	11,02	9,40	11,62
FeO	0,36	0,62	0,14	0,37	0,36	0,14
CaO	2,99	3,04	3,62	3,21	2,76	3,41
MgO	3,08	3,66	3,20	3,31	3,08	3,22
MnO	0,44	0,70	0,60	0,58	0,44	0,60
Na_2O	3,05	2,55	2,33	2,64	3,05	2,34
K_2O	1,24	3,41	3,51	2,72	1,24	3,53
H_2O^+	2,21	2,96	3,47	2,88	2,21	3,50
H_2O^-	1,17	1,48	1,45	1,36	1,17	1,46
CO_2	0,18	-	0,18	0,12	-	-
C	-	-	-	-	-	-
P_2O_5	0,25	0,37	0,45	0,35	0,25	0,45
Сумма	100,21	99,49	99,69	99,61	99,45	99,96
$CaCO_3$	0,41	-	0,41	-		
$MgCO_3$	-	-	-	-		

*Анализ по G.A. F.Molengraaff, 1921.
**Карбонаты входят в суммарный состав анализов.
***Состав 51 образца глубоководных красных глин (Clarke,1924, стр. 518).

рушившейся лавы непосредственно в морскую воду, где они переходят в растворенное состояние и в осадок не выпадают.

Содержание карбонатов в аргиллитах ничтожно, что можно объяснить только отсутствием условий для хемогенного и биогенного осаждения карбонатов. Это, по-видимому, связано с поступлением большого количества CO_2 в момент извержения (Дзоценидзе, 1969), а главным образом с наличием огромных масс пелитового некарбонатного вулканогенного материала, появляющегося в воде в виде тонкой взвеси.

Понижение содержания Na_2O в гиалокластитах по сравнению с эффузивами, вероятнее всего, обусловлено обогащением натрием эффузивов, что выражено в их частичной альбитизации. Аутигенный альбит, по данным рентгеноструктурного анализа, присутствует в гиалокластитах, но в очень ограниченных количествах.

Важную информацию о генезисе эффузивно-гиалокластитовой породной ассоциации можно получить из петрохимического изучения хемогенных осадочных образований, входящих в ассоциацию.

нистой формации Камчатского Мыса (анализы 1–3), красных аргиллитов о. Тимор
нических красных глин, вес. %

Анализы красных аргиллитов о. Тимор			Среднее анализов 4–6	Анализы, пересчитанные на бескарбонатное вещество		Тихоокеанские средние глинистые осадки	Среднее 51 образца "red clay"***
4	5	6*		4	5		
58,98	59,52	61,3	59,93	59,53	59,99	55,51	54,48
0,84	0,74	0,7	0,76	0,85	0,74	0,85	0,98
14,34	16,24	20,4	16,99	14,47	16,37	17,04	15,94
8,63	6,83	7,6	7,68	8,71	6,88	6,80	8,66
-	0,05	-	0,01	-	0,05	1,25	0,84
0,39	0,57	1,3	0,75	0,39	0,57	1,19	1,96
2,44	1,96	1,5	1,96	2,46	1,97	3,56	3,31
1,38	0,77	Следы	0,71	1,39	0,77	0,48	1,21
1,05	0,94	2,5	1,49	1,05	0,95	1,64	2,05
4,90	7,00	Следы	3,96	4,94	7,05	3,24	2.85
5,63	4,12	4,3	4,68	5,68	4,15	6,44	7,04
-	-	-	-	-	-	-	-
0,25	0,27	-	0,17	0,25	0,27	0,26	-
0,24	0,20	Следы	0,14	0,24	0,20	0,15	0,30
100,28	100,17	99,60	99,23	99,96	99,96	100,00	99,62
0,66**	0,54	-		-		0,74**	-
0,55	0,42	-		-		0,85	-

Осадочные породы. Как уже отмечалось, яшмы и известняки составляют менее 1/10 объема ассоциации, но изучение их происхождения представляет огромный интерес. Яшмы – обязательные члены ассоциации и либо находятся в связи с лавовыми потоками, либо обособляются в виде конкреций в массе железистых гиалокластитов. Химический состав всех разностей яшм приведен в табл. 5. Прежде всего надо отметить почти постоянное и часто очень высокое содержание CO_2 в яшмах, свидетельствующее о наличии карбонатов. Существующая классификация кремнистых пород (Хворова, 1968б) построена для бескарбонатных разностей. Для наиболее характерных яшмовых формаций геологического прошлого особо подчеркивается как главная особенность яшм их бескарбонатность (Хворова, 1968б, стр. 77). Петрографическое изучение яшм эффузивно-туфово-кремнистой формации показало, что высокая карбонатность их связана с катагенетическим перераспределением карбонатного материала известняков по трещинам, т.е. является наложенной. В яшмах из конкреций, развитых среди эффузивов и железистых гиалокластитов, катагенетическая карбонатизация отсутствует и все трещины и прожилки выпол-

Таблица 5

Химический состав яшм эффузивно-туфово-кремнистой формации Камчатского

Компонент	81-14	959-2	423-2а	79-22а	423-2б
	1	2	3	4	5
SiO_2	96,95	95,46	95,66	92,07	90,98
TiO_2	-	-	-	0,17	-
Al_2O_3	0,53	0,75	-	1,49	0,05
Fe_2O_3	0,15	1,53	0,75	1,59	2,88
FeO	0,29	-	0,24	0,43	0,64
MnO	0,02	0,46	0,01	0,03	0,03
MgO	0,22	0,15	-	0,08	-
CaO	1,22	1,31	1,86	2,78	4,33
Na_2O	0,20	0,15	0,12	0,30	0,19
K_2O	0,17	0,13	0,13	0,39	0,12
H_2O^+	0,02	0,23	0,64	0,25	0,34
H_2O^-	0,06	0,16		0,45	
CO_2	0,46	-	0,16	0,20	0,50
C	-	-	-	-	-
P_2O_5	0,07	0,04	0,01	0,32	0,02
Сумма	100,36	100,37	99,58	100,55	100,08
$CaCO_3$	1,05	-	0,36	0,45	1,13

нены вторичным кристаллическим кварцем. Следовательно, при отсутствии вблизи конкреций и слоев яшм известняков перераспределялся только кремнезем. Это дает право пересчитывать состав яшм на бескарбонатное вещество без пропорционального пересчета всех окислов прямым прибавлением SiO_2 в количестве вычитаемого из породы $CaCO_3$[1]. Пересчитанные анализы приведены в табл. 6. Порядковые номера анализов одинаковы для обеих таблиц.

Химический состав яшм показывает, что они относятся к высококремнистым породам. Содержание SiO_2 колеблется от 85 до 98% при среднем содержании 93,16%, остальные окислы имеют подчиненное значение. Бросается в глаза отсутствие или весьма незначительное содержание в яшмах окиси титана, что свидетельствует об отсутствии или незначительных количествах пирокластики и терригенной примеси. Кроме того, это свидетельствует, что титан в эффузивах и гиалокластитах содержится либо в составе стекла, либо в рудных минералах - лейкоксене (по оливину) и, возможно, в ильмените.

Содержание Al_2O_3 всегда очень низкое (0,11-2,09% при среднем значении 0,86%). В белых гранатовых яшмах окись алюминия почти полностью отсутствует. Отношение SiO_2/Al_2O_3 очень высокое, что характерно, по данным И.В. Хворовой (1968б), вообще для яшм (диаграмма SiO_2 - SiO_2/Al_2O_3,

---

[1] Пересчет во всех случаях ведется только на $CaCO_3$, так как по данным химических анализов известняков других карбонатов в них не установлено.

Мыса, вес. %

959-3	1653-2	1030-10	79-24а	1049-3	678-11
6	7	8	9	10	11
90,67	88,95	83,53	82,82	82,28	76,76
-	-	-	0,16	0,13	-
2,18	0,66	0,65	0,11	2,09	0,33
2,73	1,86	0,83	10,31	0,87	1,23
0,14	-	0,64	0,96	0,14	0,28
0,46	0,98	0,13	0,03	0,11	0,27
0,75	0,07	0,13	0,29	0,06	0,38
1,44	4,54	7,82	2,68	8,01	11,24
0,15	0,15	0,24	0,38	0,26	0,18
0,24	0,13	0,17	0,20	0,25	0,13
0,69	0,62	0,93	0,67	0,19	1,11
0,20	0,26	0,16	0,22	0,61	0,18
-	1,32	5,40	0,95	5,56	7,94
-	-	-	-	-	-
0,05	0,01	0,01	0,09	0,04	0,04
99,68	99,55	100,64	99,87	100,60	100,07
-	3,00	12,27	2,16	12,63	18,05

фиг. 26). Содержание окисного и закисного железа обычно незначительно и только в единичных случаях превышает 5-10% за счет Fe_2O_3.

Отношение Fe_2O_3/FeO (см. фиг. 18) в большинстве случаев больше или значительно больше 1,0, что было выяснено еще при петрографическом изучении яшм. FeO, по-видимому, входит в состав силикатных минералов, присутствующих в яшмах в виде незначительной примеси. Генетическое единство пород эффузивно-гиалокластитовой ассоциации подчеркивается одинаковым соотношением Fe_2O_3/FeO во всех ее членах. Содержание общего железа (в форме Fe_2O_3) не коррелируется с глиноземом, как это видно из диаграммы на фиг. 24.

Содержание $Na_2O + K_2O$ редко превышает 1%, обычно около 0,5%. Количества K_2O и Na_2O близки по значению при переменном преобладании то калия, то натрия. Диаграмма $K_2O/Na_2O-Fe_2O_3/FeO$ (см. фиг. 18) показывает, что фигуративные точки яшм по оси K_2O/Na_2O распределяются с той и другой стороны вблизи значения 1,0.

Содержание MgO ничтожно, и, вероятнее всего, связано с силикатными минералами механических примесей в яшмах.

Между содержанием в яшмах CaO (оставшегося после вычета кальцита) и MnO часто наблюдается отчетливая прямо пропорциональная зависимость (кроме гранатовых яшм). Минералогически это выражено в наличии в яшмах пьемонтита. Количество его незначительно.

Пересчет химического состава одного образца яшмы из яшмово-карбонатного пакета (см. табл. 5, анализ 3) по методу Дж. Имбри и А.Полдерваарта

Таблица 5 (окончание)

Компонент	679-8	38	353-2	Среднее анализов 1-14
	12	13	14	
SiO_2	69,62	69,83	54,15	83,55
TiO_2	0,08	0,11	0,10	0,12
Al_2O_3	1,23	0,43	0,67	0,86
Fe_2O_3	5,51	0,79	0,39	1,51
FeO	1,26	0,68	0,66	0,53
MnO	0,06	0,11	0,15	0,20
MgO	1,45	0,25	1,24	0,42
CaO	9,74	14,74	22,84	6,75
Na_2O	0,54	0,34	0,74	0,28
K_2O	0,61	0,26	0,44	0,24
H_2O^+	1,43	0,61	0,72	0,84
H_2O^-	0,77	0,22	0,28	
CO_2	7,74	11,36	17,66	4,94
C	-	0,33	-	-
P_2O_5	0,01	0,04	0,09	0,06
Сумма	100,05	100,10	100,13	100,30
$CaCO_3$	17,40	25,83	40,50	

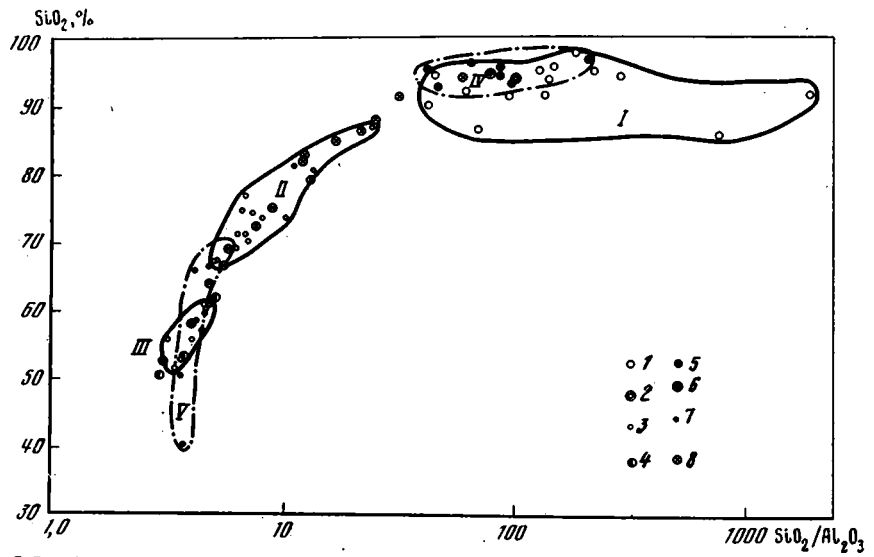
(Imbrey, Polderwaart, 1959) при точности предложенного ими метода 5% дает следующий минеральный состав яшм (в %): кварц 93,98, пьемонтит 1,69, альбит 1,27, гидрослюда 0,72, хлорит 0,52, гематит 1,47, апатит 0,087.

Условность такого пересчета очевидна, так как весь MnO пересчитан на пьемонтит, весь Na_2O – на альбит (хотя и не исключается наличие цеолитов), весь K_2O – на гидрослюду и т.д. Однако при всей условности пересчет дает представление о составе яшм, что невозможно сделать только на основе петрографического анализа. Химический состав известняков приведен в табл.7. Прежде всего следует отметить отсутствие других карбонатов, кроме кальцита. Содержание кальцита достаточно высокое. В состав минерального нерастворимого остатка входят кварц, редкие обломки терригенного и (или) пеплового материала, рудные минералы, пылевидное стекло гиалокластитов и др. Геологическое положение известняков свидетельствует о накоплении их в процессе выпадения в осадок кремнезема и окислов железа. Влияние вулканического процесса на карбонатообразование, вероятно, сказывалось только в установлении необходимого для этого процесса температурного режима.

Пирокластические и осадочно-пирокластические породы. Петрохимическое изучение пород туфово-кремнистой ассоциации вместе с литолого-петрографическим их изучением показало, что они генетически не связаны с вулканическими процессами, сформировавшими породы эффузивно-гиалокластитовой ассоциации.

Химический состав пород туфово-кремнистой ассоциации приведен в табл.8 и 9. Разделение всех пород по химическому составу на две группы проведено только по наличию или отсутствию (или незначительному содержанию) кварца. При этом следует оговориться, что количество кварца в породах в основном диагностируется по его вторичному перераспределению в жилках и трещинах. Здесь, конечно, не исключена ошибка, так как вторичное окварцевание может быть связано с привносом кремнезема из яшм. Однако, как указывалось, вторичные изменения для пород разных ассоциаций различны, а миграция кварцевого материала из яшм весьма ограничена даже в пределах эффузивно-яшмовой ассоциации. Думается, что наложенное (катагенетическое) окварцевание туфогенных пород, связанное с яшмами, без больших погрешностей можно исключить из рассмотрения, по крайней мере для слоев, удаленных от яшмово-карбонатных пакетов. Проведенное изучение позволяет считать, что катагенетическое минералообразование в туфогенных породах определяется их первичным составом - химическим и минеральным. В некоторых случаях возможно, что в тонкозернистом кварц-цеолит-хлоритовом агрегате петрографические данные о количестве кварцевого материала занижены, и тогда создаются трудности в проведении границы между туфогенными пелитами и туфосилицитами. Скорее всего такой границы не существует.

В отношении карбонатов нельзя столь уверенно, как о кремнеземе, говорить о первичном и вторично перераспределенном их количестве. Кальцит при катагенетических процессах оказывается значительно более подвижным, чем кремнезем, и во всех породах эффузивно-гиалокластитовой ассоциации трещинки и прожилки выполнены кальцитом. В туфогенных породах кальцит наблюдался как по трещинам, так и в основной массе пород (преимущественно



Фиг. 26. Диаграмма зависимости $SiO_2 - SiO_2/Al_2O_3$ для вулканогенно-осадочных пород формаций Камчатского Мыса и францисканской, а также верхнемеловых отложений Восточных хребтов Камчатки

Формация Камчатского Мыса: 1 - яшмы, 2 - среднее значение яшм, 3 - пирокластические породы, 4 - железистые гиалокластиты; францисканская формация: 5 - яшмы, 6 - среднее значение яшм, 7 - аргиллиты, ассоциирующие с яшмами; 8 - силициты, кремнисто-глинистые породы и туфы верхнемеловых отложений Восточных хребтов Камчатки. Ареалы распределения значений: формация Камчатского Мыса: I - яшмы, II - туфосилициты, III - туфы и туфогенные породы; францисканская формация: IV - яшмы, V - аргиллиты, ассоциирующие с яшмами. Все анализы пересчитаны на бескарбонатное вещество

Таблица 6

Химический состав яшм эффузивно-туфово-кремнистой формации Камчатского Мыса,

Компонент	81-14	423-2а	79-22а	423-2б	653-2	1030-10
	1	3	4	5	7	8
SiO_2	98,00	96,02	92,52	92,12	91,95	95,81
TiO_2	-	-	0,17	-	-	-
Al_2O_3	0,53	-	1,49	0,05	0,66	0,65
Fe_2O_3	0,15	0,75	1,59	2,88	1,86	0,83
FeO	0,29	0,24	0,43	0,64	-	0,64
MnO	0,02	0,01	0,03	0,03	0,98	0,13
MgO	0,22	-	0,08	-	0,07	0,13
CaO	0,63	1,66	2,53	3,69	2,86	0,94
Na_2O	0,20	0,12	0,30	0,19	0,15	0,24
K_2O	0,17	0,13	0,39	0,12	0,13	0,17
H_2O^+	0,02	0,64	0,25	0,34	0,62	0,93
H_2O^-	0,06		0,45		0,26	0,16
CO_2	-	-	-	-	-	-
C	-	-	-	-	-	-
P_2O_5	0,07	0,01	0,32	0,02	0,01	0,01
Сумма	100,36	99,58	100,55	100,08	99,55	100,64

в цементе). Поэтому при пересчете химического состава этих пород на бескарбонатное вещество были произведены пропорциональные пересчеты всех окислов. Так же как и для всех ранее описанных пород, пересчет велся только на кальцит. В результате пересчета наметились некоторые уточнения в выделении кремнистых и некремнистых (отвечающих первичному составу) туфогенных пород.

Содержание SiO_2 в описываемых породах колеблется от 52 до 87%. При пересчете на бескарбонатное вещество выяснилось наличие разрыва в значениях SiO_2 в интервале 62-66%. Возможно, границу между кремнистыми и некремнистыми породами следует проводить именно здесь (см. фиг. 23). Тогда первые четыре анализа из табл. 8 следует перенести в табл. 9, хотя это и не совсем отвечает петрографическим наблюдениям.

В группу некремнистых пород, по петрографическим данным, попадают все проанализированные псаммитовые, алевропсаммитовые туфы, и поэтому эту группу можно считать отвечающей исходному петрографическому и химическому составу всех пород ассоциации. Колебания в содержании основных окислов в туфах соответствуют вариациям составов среднемировых эффузивов (по Р.Дэли) от базальтов и андезито-базальтов до андезитов. Это подтверждается и петрографическими данными. Средний состав некремнистых туфогенных пород и туфов (см. табл. 8) отвечает среднемировому андезиту. Существенные отклонения наблюдаются только в пониженном содержании Al_2O_3 в первых. Содержание Al_2O_3 в пирокластах даже ниже, чем в среднемировых базальтах. Объясняется это, по-видимому, значительным количеством витрического материала, более кислого, чем эффузивные породы, причем стекло скорее всего андезитового или более кислого состава. Характерно для туфогенных пород и туфов почти постоянное преобладание закисного железа над окисным, что свидетельствует о восстановлении железа до FeO при катагенетических пре-

пересчитанных на бескарбонатное вещество (вес.%)

79-24а	1049-3	678-11	679-8	38	353-2	Среднее анализов 1-14
9	10	11	12	13	14	
84,98	94,92	94,81	87,02	95,66	94,65	93,16
0,16	0,13	-	0,08	0,11	0,10	0,12
0,11	2,09	0,33	1,23	0,43	0,67	0,86
10,31	0,87	1,23	5,51	0,79	0,39	1,51
0,96	0,14	0,28	1,26	0,68	0,66	0,53
0,03	0,11	0,27	0,06	0,11	0,15	0,20
0,29	0,06	0,38	1,45	0,25	1,24	0,42
1,47	0,93	1,13	0,08	0,27	-	1,38
0,38	0,26	0,18	0,54	0,34	0,74	0,28
0,20	0,25	0,13	0,61	0,26	0,44	0,24
0,67	0,19	1,11	1,43	0,61	0,72	0,84
0,22	0,61	0,18	0,77	0,22	0,28	
-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	0,33	-	-
0,09	0,04	0,04	0,01	0,04	0,09	0,06
99,87	100,60	100,07	100,05	100,10	100,13	99,70

образованиях. По соответствию петрографического и химического состава туфов можно предположить, что катагенетические изменения не сопровождались существенным привносом и выносом вещества.

Породы кремнистой группы отличаются от описанных прежде всего повышенным содержанием SiO_2, что нельзя объяснить иначе чем наличием осадочного кремнезема. Количество его весьма велико, и в некоторых туфосилицитах достигает примерно 50% объема породы. При пересчете двух образцов туфосилицита и кремнистого туфогенного пелита по методу Дж.Имбри и А.Полдерваарта (Imbrey, Poldervaart, 1959) получен следующий минеральный состав (в %): 1) для туфосилицита: кварц 40,18, альбит 43,64, гидрослюда (иллит) 7,21, хлорит 4,24, пренит-пумпеллиит 5,76, кальцит 0,27, апатит 0,28, рутил 0,42; 2) для туфогенного пелита: кварц 30,56, альбит 29,09, гидрослюда 21,67, хлорит 10,05, пренит 3,59, апатит 0,22, кальцит 5,23, рутил 0,68. Как видим, различия невелики и минеральный состав в целом одинаков. Различия количественно-минералогического пересчета, показанные выше, позволяют объяснить существование отмеченных при петрографическом описании нескольких ассоциаций вторичных минералов. Преобладающие кварц-альбитовая и кварц-альбитово-хлоритовая ассоциации возникают, по-видимому, в породах с повышенным содержанием осадочного кремнезема и пеплового стекла. По стеклу развивались, видимо, цеолиты (скорее всего анальцим), а хлориты, возможно с глинистыми минералами, замещали пелитовую фракцию осадков. При катагенезе осадочный кремнезем трансформировался в кварц, а цеолитизированный пепел по известной реакции: анальцим + SiO_2 = альбит + H_2O, превращался в альбит. По остальным минеральным компонентам первого осадка формировались хлорит + монтмориллонит + гидрослюда. При наличии осадочного карбоната в составе осажденного материала во время катагенетических преобразований начинают формироваться кальциевые алюмосиликаты:

Таблица 7

Химический состав известняков эффузивно-туфово-кремнистой формации Кам франциканской формации Калифорнии (Bailey, Irwin, Johns, 1964), вес. %

Компонент	79-22 Красный известняк из пакета	95-1К Коричневый известняк из конкреции	86-14 Красный известняк из пакета	95-13 Зеленый известняк из конкреции
	1	2	3	4
SiO_2	15,76	12,74	8,16	7,68
TiO_2	-	0,51	-	0,17
Al_2O_3	0,31	2,81	0,21	0,77
Fe_2O_3	1,11	8,39	0,52	6,27
FeO	0,32	1,41	0,27	0,96
CaO	45,21	40,76	49,82	46,45
MgO	0,28	1,48	0,08	0,86
MnO	0,10	0,14	0,18	0,25
Na_2O	0,45	0,45	0,60	0,45
K_2O	0,35	0,15	0,15	0,20
H_2O^+	0,49	2,74	0,90	2,31
H_2O	0,39	1,08	0,25	0,50
CO_2	35,70	27,55	38,84	33,12
C	-	0,27	-	-
P_2O_5	0,13	0,18	0,21	0,22
Сумма	100,60	100,66	100,19	100,21
Минеральный нерастворимый остаток	17,14	14,60	9,98	3,72
R_2O_3	0,86	12,00	0,68	9,02
CaO	45,15	38,94	48,54	45,71
MgO	-	2,02	-	0,81
CO_2	35,70	27,55	38,84	33,12
Сумма	98,85	95,11	98,04	92,38
$CaCO_3$	80,54	62,65	86,64	75,32
$MgCO_3$	-	-	-	-
$CO_{2изб.}$	0,26	-	0,74	-
$CaO_{изб.}$	-	3,84	-	3,51
$MgO_{изб.}$	-	2,02	-	0,81

чатского Мыса (1–5) и известняков лаутонвильского типа

95–16 Кремовый известняк из конкреции	Средний состав известняков формации Камчатского Мыса (анализы 1–5)	Красный известняк францисканской формации	Красный фораминиферовый известняк францисканской формации
5			
4,44	9,75	2,00	2,40
–	0,13	0,02	0,02
–	0,82	0,61	0,42
1,00	3,46	2,30	2,60
0,28	0,65	0,23	–
52,39	46,92	52,80	50,00
0,39	0,62	–	–
0,21	0,17	0,48	0,59
0,45	0,48	0,10	0,14
0,13	0,19	0,08	0,08
0,15	1,32	0,66	0,65
0,25	0,49	0,32	0,34
40,20	35,08	40,70	41,50
–	–	–	–
0,11	0,17	0,12	0,12
100,00	100,25	100,42	99,00
4,76	–	–	–
1,82	–	–	–
51,96	–	–	–
–	–	–	–
40,20	–	–	–
98,74	–	–	–
91,41	–	92,50	89,30
–	–	–	–
–	–	–	–
0,75	–	–	–
–	–	–	–

Таблица 8

Химический состав туффитов и туфов эффузивно-туфово-кремнистой формации

Компонент	678-20	79-19	679-4	79-25	79-5	79-23
	1	2	3	4	5	6
SiO_2	67,93	67,33	66,99	62,29	61,14	60,57
TiO_2	0,63	0,59	0,68	0,61	0,65	0,78
Al_2O_3	11,46	13,05	13,47	8,67	12,87	13,10
Fe_2O_3	2,24	0,72	1,78	1,51	3,34	3,76
FeO	2,44	2,44	2,16	2,79	3,70	3,23
CaO	4,51	5,79	3,05	9,41	6,16	4,87
MgO	1,07	1,26	2,91	2,50	2,41	3,20
MnO	0,18	0,08	0,12	0,22	0,16	0,31
Na_2O	3,40	2,48	4,03	1,91	4,80	2,98
K_2O	2,02	0,73	2,44	1,80	0,61	1,84
H_2O^+	3,13	3,95	2,05	2,18	1,62	3,51
H_2O^-	0,62	0,97	0,64	0,64	0,46	1,15
CO_2	1,02	0,32	0,16	4,78	-	-
C	-	-	-	-	-	-
P_2O_5	0,08	0,14	0,10	0,22	0,21	0,22
Сумма	100,73	99,95	100,59	100,53	99,13	99,52
$CaCO_3$	2,32	0,73	0,36	10,86	-	-

пренит, пумпеллиит и клиноцоизит. Последовательность их выделения, отмеченная при петрографических исследованиях, отвечает ряду: пумпеллиит – пренит – клиноцоизит. Пумпеллиит в тонкоигольчатой модификации почти всегда появляется совместно с кварцем в качестве единственного цветного минерала в прожилках. Чешуйчатый пумпеллиит, как правило, ассоциирует с хлоритом. Пренит и клиноцоизит в прожилках и основной массе пород сопровождаются обычно карбонатом.

Таким образом, вторичное минералообразование качественно и количественно регламентируется в основном соотношением SiO_2 и $CaCO_3$.

Несмотря на одинаковую интенсивность вторичных изменений во всей толще туфовых пород снизу доверху, что устанавливается петрографически, некоторые прослои туфогенных пелитов сложены цеолит-хлоритовым агрегатом. Это можно объяснить только тем, что первичный химический состав при избытке одних компонентов и недостатке других трансформировался в двух направлениях – в сторону образования цеолит-хлоритовой ассоциации (о чем свидетельствуют отсутствие карбонатов и недостаток кремнезема) и образование альбит – Са-алюмосиликатной ассоциации (что подтверждается избытком SiO_2 и $CaCO_3$). Интересно отметить такую особенность: разложение пеплового стекла (его цеолитизация) не сопровождалось, по-видимому, в некоторых случаях высвобождением кремнезема, и поэтому процесс не шел в сторону об-

Камчатского Мыса , вес. %

81-6	79-17	678-19	679-2	678-16	79-24	Среднее анализов 1-12
7	8	9	10	11	12	
60,15	55,92	55,82	52,63	52,52	51,70	59,08
0,82	0,94	0,96	0,96	0,72	1,10	0,78
13,11	17,65	13,95	14,59	11,83	14,32	13,17
3,43	4,65	3,71	2,89	2,60	6,01	3,05
4,89	4,73	6,81	7,56	4,56	6,48	4,31
7,62	1,71	4,77	7,32	13,98	7,20	6,11
1,55	2,99	4,27	4,27	2,05	4,46	2,74
0,21	0,15	0,23	0,23	0,14	0,31	0,19
3,43	1,67	3,75	3,96	2,13	4,25	3,23
0,70	2,64	1,51	1,22	0,19	0,71	1,37
2,82	4,59	3,48	2,82	0,36	2,81	2,77
0,44	1,43	0,92	0,72	4,19	0,68	1,07
0,26	0,14	-	0,22	4,22	0,12	0,93
-	0,43	-	-	-	-	-
0,23	0,28	0,13	0,15	0,11	0,21	0,17
99,66	99,92	100,51	99,64	99,60	100,36	
0,59	0,31	-	0,49	9,59	0,27	

разования альбита. Для объяснения таких явлений необходимы более детальные исследования по вторичному преобразованию пирокластики основного состава.

Д.Кумбс (Coombs, 1961), Р.Хэй (Hay, 1966; Hay, Moiola, 1963) и К.Грегор (Gregor, 1967) подчеркивали важное значение активности кремнезема для образования аутигенных натровых алюмосиликатов (цеолиты, альбит) при повышенной щелочности среды. Такого рода реакции идут интенсивнее при увеличении отношения Na^+/H^+ (Gregor, 1967). Р.Хэй (Hay, 1966) считал, что анальцим образуется из вулканического стекла как начальный продукт, но только через промежуточную фазу таких рано формирующихся цеолитов, как клиноптилолит и филипсит.

Отношение SiO_2 к SiO_2/Al_2O_3 в породах туфово-кремнистой ассоциации показано на фиг. 26. Ареал распределения точек для туфогенных пород отделен от поля яшм разрывом в значениях SiO_2/Al_2O_3, тогда как общее содержание SiO_2 иногда близко.

Соотношение SiO_2 и суммарного железа обратно пропорционально, аналогично соотношению этих окислов в яшмах. Однако ареалы значений SiO_2/Fe_2O_3 для яшм и для пирокластогенных пород не совпадают, образуя как бы две самостоятельные "ветви" (см. фиг. 23).

Связь алюминия и железа в пирокластических породах прямая (см. фиг. 24), по-видимому, генетическая. Это хорошо видно на диаграмме соотношений $Al_2O_3/$

Таблица 8 (окончание)

Компонент	Анализы, пересчитанные на бескарбонатное вещество					Среднее анализов 1-12, пересчитанных на бескарбонатное вещество
	1	2	4	7	11	
SiO_2	69,52	67,93	70,25	60,71	57,56	60,89
TiO_2	0,65	0,59	0,69	0,83	0,79	0,80
Al_2O_3	11,73	13,16	9,78	13,23	12,96	13,40
Fe_2O_3	2,26	0,72	1,70	3,46	2,85	3,09
FeO	2,46	2,46	3,15	4,93	4,99	4,39
CaO	3,26	5,43	3,75	7,36	9,42	5,11
MgO	1,09	2,82	1,27	1,56	2,25	2,79
MnO	0,18	0,08	0,25	0,21	0,15	0,19
Na_2O	3,51	2,50	2,15	3,46	2,34	3,28
K_2O	2,05	0,73	2,03	0,70	0,20	1,39
H_2O^+	3,19	3,98	2,46	2,84	0,39	2,81
H_2O^-	0,63	0,97	0,72	0,44	4,59	1,11
CO_2	-	0,00	-	-	-	-
C	-	-	-	-	-	-
P_2O_5	0,08	0,14	0,25	0,23	0,11	0,17
Сумма	100,61	100,51	99,45	00,06	99,60	

/TiO_2 и Fe_2O_3/TiO_2 (фиг. 27). Характер зависимости между алюминием и железом, с одной стороны, и титаном, с другой, свидетельствует, что пирокластика является основным породообразующим компонентом, а линейные прямо пропорциональные (Fe_2O_3/Al_2O_3) и обратно пропорциональные (SiO_2/Al_2O_3 и SiO_2/Fe_2O_3) связи – о том, что и свободный кремнезем в породах генетически связан с поступлением пирокластики.

Отношение Fe_2O_3/FeO всегда меньше 1,0 или близко к 1,0. Это говорит о почти полной переработке стекловатого базиса основных эффузивов в обломках и стекловатого пеплового материала, в которых железо содержится преимущественно в виде окислов. Однако довольно высокое содержание Fe_2O_3 наряду с почти равным ему значением FeO в некоторых некремнистых туфах и туфогенных породах подтверждает большое количество обломков бурого гематизированного стекловатого мезостазиса основных эффузивов.

Натрий в большинстве случаев преобладает над калием (см. фиг. 18), и только для небольшого числа разностей это соотношение обратное. Не исключено, что повышенное содержание K_2O связано с первично щелочным, существенно калиевым составом пирокластики. Преобладание Na_2O в породах вызвано многими причинами. Среди них главные, по-видимому, следующие: первично повышенное содержание натрия в пирокластике (существенно натровые эффузивы); деанортитизация плагиоклазов в диагенезе и катагенезе; преимущественное преобладание стекловатой пирокластики в цеолитах (натровых), указывающее на повышенную щелочность среды осадконакопления.

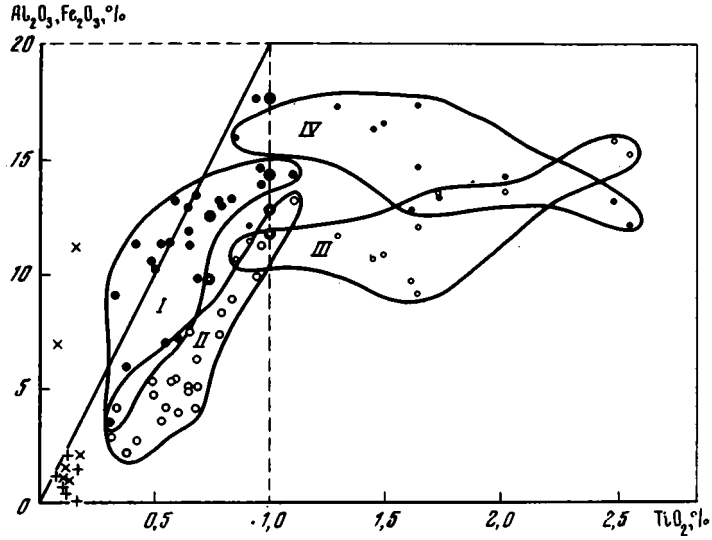
Таблица 9

Химический состав туфосилицитов и кремнистых туффитов из эффузивно-туфово-кремнистой формации Камчатского Мыса (вес.%)

Компонент	78-5	11-6	678-3	79-9	11-2	311-2	79-8	678-18	79-12	31-21	759-4
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO_2	86,25	80,70	78,22	77,09	74,47	72,88	71,55	71,48	70,95	69,88	69,81
TiO_2	0,31	0,38	0,58	0,42	0,55	0,33	0,57	0,49	0,51	0,65	0,47
Al_2O_3	3,47	5,96	6,94	11,32	7,03	8,94	11,35	10,58	10,69	11,25	9,61
Fe_2O_3	0,91	0,70	0,49	0,83	1,79	1,45	2,20	1,90	0,72	1,70	0,88
FeO	1,83	1,36	3,00	1,72	2,21	2,47	2,85	3,14	2,44	2,99	3,26
CaO	3,06	2,15	3,29	2,16	2,76	6,88	3,22	2,75	5,66	3,77	5,17
MgO	0,54	1,50	1,20	0,39	1,35	1,24	1,28	1,70	0,48	1,55	1,06
MnO	0,06	0,07	0,14	0,07	0,18	0,05	0,13	0,12	0,08	0,14	0,14
Na_2O	1,65	0,90	1,50	5,16	0,68	2,77	4,80	3,82	4,18	4,52	0,68
K_2O	0,44	1,25	0,92	0,48	1,60	0,67	0,55	1,80	0,48	0,55	2,03
H_2O^+	0,74	3,93	1,65	-	5,12	1,16	0,95	1,70	1,28	1,75	2,67
H_2O^-	0,28	1,49	0,42	0,28	2,25	0,77	0,28	0,39	0,28	0,58	1,23
CO_2	0,54	0,22	1,84	0,12	-	0,58	-	0,12	2,56	-	2,88
C	0,05	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,05
P_2O_5	0,04	0,05	0,08	0,13	0,07	0,04	0,40	0,07	0,13	0,17	0,09
Сумма	100,17	100,66	100,27	100,17	100,06	100,23	100,13	100,01	100,44	99,50	100,03
$CaCO_3$	1,23	0,49	4,18	0,27	-	1,32	-	0,27	5,82	-	6,54

Таблица 9 (окончание)

Компонент	Среднее анализов 1–11	Анализы, пересчитанные на бескарбонатное вещество						Среднее анализов 1–11, пересчитанных на бескарбонатное вещество
		1	2	3	6	9	11	
SiO_2	74,84	87,32	81,10	81,49	73,84	74,98	74,86	76,19
TiO_2	0,48	0,31	0,38	0,60	0,33	0,53	0,50	0,48
Al_2O_3	8,82	3,52	5,98	7,23	9,06	11,30	10,24	8,98
Fe_2O_3	1,23	0,92	0,70	0,52	1,47	0,76	0,94	1,25
FeO	2,48	1,85	1,37	3,12	2,50	2,58	3,47	2,53
CaO	3,71	2,39	1,88	0,98	6,22	2,53	1,61	2,75
MgO	1,12	0,55	1,51	1,25	1,26	0,50	1,13	1,13
MnO	0,11	0,66	0,07	0,14	0,05	0,08	0,15	0,11
Na_2O	2,79	1,67	0,91	1,56	2,81	4,42	0,72	2,82
K_2O	0,98	0,44	1,26	0,95	0,68	0,50	2,16	0,99
H_2O^+	2,09	0,75	3,95	1,72	1,18	1,35	2,84	2,11
H_2O^-	0,75	0,28	1,50	0,44	0,78	0,29	1,31	0,75
CO_2	1,11	–	–	–	–	–	–	–
C	–	0,05	–	–	–	–	0,05	–
P_2O_5	0,17	0,04	0,05	0,08	0,04	0,14	0,10	0,17
Сумма	100,68	100,75	100,66	100,08	100,22	99,96	100,08	100,26



Фиг. 27. Диаграмма алюминиево-титанового и железо-титанового соотношений в породах формации Камчатского Мыса

Ареалы распределения значений Al_2O_3/TiO_2: I – пирокластические породы, III – эффузивы; прямой крестик – яшмы, двойной черный кружок – гиалокластиты; Fe_2O_3/TiO_2: II – пирокластические породы, IV – эффузивы; косой крестик – яшмы, двойной белый кружок – гиалокластиты. Сплошная линия – предел алюминиево-титанового соотношения в "нормально" осадочных породах. Все железо пересчитано как Fe_2O_3

Характерно, что в трещинах практически всегда отмечается кварц-альбитовая или хлорит-цеолитовая ассоциация. Причем, как уже отмечалось, никакой закономерности в положении различных минеральных ассоциаций в разрезе не отмечено. Это можно объяснить только тем, что в первичном осадке были слои, обогащенные пирокластическим альбитом, скорее всего резургентным, так как большая часть вулканитов в вулканических центрах, служивших источником пирокластики, альбитизирована, как показано в гл. V.

Анализ подобных туфогенных пелитоморфных пород из девонских отложений Южного Урала, проведенный И.В. Хворовой и Э.С. Залманзон (1966), позволил им прийти к следующим выводам. Источником CaO для образования в катагенезе кальциевых силикатов может служить, с одной стороны, кальцит, высвобождающийся при деанортитизации основных плагиоклазов, а с другой – наличие тех или иных количеств карбонатного материала. Указанные исследователи склоняются в пользу второго.

Наши наблюдения показали, во-первых, что деанортитизация плагиоклазов если и происходила, то была весьма ограниченной. Об этом свидетельствует наличие и преобладание в породах обломков средних и кислых неразложенных плагиоклазов. И те, и другие скорее всего являются эксплозивным материалом первично андезитовых и андезито-базальтовых, частично альбитизированных, эффузивов. Наличие альбитизированных плагиоклазов показывает резургентный характер пирокластики, так как "спилитизация", видимо, постмагматическое явление. Во-вторых, породы с пренитом, пумпеллиитом и клиноцоизитом не занимают какого-либо определенного стратиграфического положения в разрезе, что, наверное, может свидетельствовать о первичной обогащенности некоторых горизонтов пирокластогенного осадка кальциевым материалом, скорее всего карбонатом. Поэтому можно согласиться с мнением И.В. Хворовой и Э.С. Залманзон о связи эпигенетических кальциевых силикатов с первично-осадочным карбонатным веществом.

Условия образования

Рассмотрев строение, состав и петрохимические особенности пород, слагающих формацию, можно более или менее уверенно говорить об обстановке ее формирования. Весь материал, из которого формация сложена, так или иначе связан с активной вулканической деятельностью. При этом пирокластогенные породы ни по составу, ни по химизму, ни по характеру вторичных преобразований генетически не связаны с вулканическими гиалокластическими породами формации. Их сонахождение в едином разрезе парагенетическое, в известной степени случайное. Но в пределах каждой из двух описанных породных ассоциаций сонахождение отдельных пород генетическое, закономерное, предопределенное тектоническими и палеогеографическими факторами.

Накопление отложений рассматриваемой формации началось, по-видимому, внезапно, в результате резкой смены тектонических условий в области осадконакопления. Изученный нами разрез комплекса пород фундамента, видимая мощность которого превышает 1000 м[1], позволяет уверенно говорить об отсутствии каких-либо осадочных образований в составе комплекса. Наличие в верхней части фундамента в значительной мере метасоматически измененных оливиновых шаровых базальтов показывает, что вулканические процессы, участвовавшие в формировании фундамента, оторваны по времени от начала накопления вулканогенно-осадочных толщ верхнего мела. Об этом свидетельствует и разрушенная поверхность фундамента (иногда на значительную мощность), с сопровождавшими это разрушение и одновременными с ним процессами аутигенного либо диагенетического минералообразования. Тот факт, что накопление верхнемеловых отложений началось в морской обстановке и, как будет показано ниже, на значительных глубинах, дает возможность считать, что разрушение поверхностного слоя фундамента, вероятно, обязано процессу подводного гальмиролиза.

Характер всех отложений (вулканических, пирокластогенных, гиалокластогенных и др.) позволяет предположить большую скорость их накопления, что подтверждается полным отсутствием грубообломочного материала и незначительной мощностью горизонтов эффузивов.

Как показывают характер слагающих фундамент образований и сравнение их с комплексами основания геосинклинальных и океанических отложений в других районах Тихого океана, комплекс пород фундамента, обнаженный на п-ове Качатский Мыс, является частью допозднемелового океанического ложа.

Отсутствие "доафриканских" осадочных образований на поверхности фундамента, очевидно, объясняется тем, что в этом месте океана не происходило седиментации вследствие относительной приподнятости его над областями аккумуляции. Можно предположить, что сам этот участок дна океана служил областью размыва и сноса обломочного материала.

В позднем мелу тектонические движения и связанная с ними вулканическая активизация привели к превращению этого участка океана из области размыва в область осадконакопления.

Рассмотренные петрографические данные о составе эффузивов, слагающих значительную часть формации, позволяют говорить о том, что вулканическая деятельность связана с излияниями толеитовой магмы океанического типа, которая формировалась на небольшом удалении от поверхности, возможно в пределах океанической коры или верхних горизонтов мантии.

Эффузивные излияния скорее всего были трещинного типа, что подтверждается отсутствием лавовых потоков большой мощности (подобно трещинным излияниям платобазальтов), отсутствием эксплозивного материала и т.д.

---

[1] По данным Г.Е. Некрасова, изучавшего строение этого комплекса в 1972 г., мощность его достигает 5000 м (доклад на Международном симпозиуме по проблеме "Офиолиты в земной коре", Москва, 1973 г.).

Как было показано, породы туфово-кремнистой ассоциации не связаны происхождением с вулканической деятельностью, приведшей к образованию пород эффузивно-гиалокластитовой ассоциации. Таким образом, пирокластические продукты, входящие в состав формации, имели другой источник, удаленный от области подводных излияний толеитовых базальтов.

Отсутствие пирокластики, связанной с подводными трещинными излияниями базальтов, свидетельствует о значительных глубинах океана, на которых происходила вулканическая деятельность. Г.У. Менард (1966) считает, что вулканическая деятельность в Тихом океане, формирующая "второй" сейсмический слой океанической коры, была преимущественно трещинного типа, подобно материковым излияниям платобазальтов.

Существуют данные, позволяющие считать, что глубины океана, на которых отмечались верхнемеловые вулканогенно-осадочные породы, соизмеримы с абиссальными глубинами современных океанов. Разберем главные аргументы.

1. При рассмотрении петрохимических особенностей базальтов было показано постоянное преобладание Fe_2O_3 над FeO. Такое соотношение свидетельствует, как мы видели, о высоких парциальных давлениях кислорода в поднимающемся к поверхности расплаве. По-видимому, высокой была и общая газонасыщенность лавы. В состав газовой фазы расплава кроме газов входят пары воды и легко отделяющиеся летучие компоненты магмы. Для глубин, где формируется магматический расплав, естественно, что газовая фаза находится под огромными давлениями. В условиях резкого снижения давления при извержениях расплав бурно вскипает с образованием огромнейшего количества пузырьков газа. По Дж.Ферхугену (Тернер, Ферхуген, 1961; Verhoogen, 1951), при извержении резко увеличивается количество пузырьков на единицу объема лавы, что приводит к разбрызгиванию лавы и взрыванию вулканического аппарата.

В нашем случае, несмотря на высокое давление газов в расплаве, образования типичной пирокластики не произошло. Объяснить это можно только противодействующим давлением, созданным толщей воды, которое не позволило газовым пузырькам взрываться. Объем пирокластики, как известно, зависит именно от количества взорвавшихся пузырьков.

Глубины подводных извержений, на которых эксплозии не образуются, различными исследователями оцениваются по-разному. Хорошо известно положение А.Ритмана (1964) о прекращении эксплозивных форм извержений (коэффициент эксплозии 0) на глубинах свыше 2000 м. И.И. Гущенко (1966) опускает этот предел до 3000 м, предполагая, что важнейшим источником энергии взрывов может быть энергия окислительно-восстановительных реакций отдельных компонентов, входящих в состав вулканических газов. Как считает последний исследователь, механизм наземных и подводных извержений тождествен, а поэтому чем ближе к поверхности воды будет расположена вершина подводного вулкана, тем большее количество пирокластики образуется при одинаковой величине энергии взрыва. Он предполагает, что большая часть древних бассейнов в пределах континентов имела глубину, заведомо меньшую 3000 м.

Полагая выводы И.И. Гущенко справедливыми и используя данные по изучению современных осадков Японского моря (Чайников, Репечка, 1966, и др.), А.А. Гаврилов (1968) считает вероятным подводное и даже глубоководное образование пеплов, оставляя преимущество в возможности пеплообразования все же за субаэральными вулканами. А.Мак-Бирней (McBirney, 1963) полагает, что пеплообразование прекращается уже на глубинах 500 м, так как количество эксплозий определяется количеством воды в исходной магме. При этом он утверждает априори, что базальтовые магмы содержат незначительное количество воды. Ссылаясь на исследования Н.И. Хитарова (1961б), Г.С. Дзоценидзе (1966, 1969), однако, доказывает возможное при глубоководных извержениях насыщение магматического расплава водой из окружающей его водонапорной системы, существующей в результате гидростатического давления столба морской воды. Но Г.С. Дзоценидзе не приводит количествен-

ной оценки этого явления, отмечая только принципиальную возможность подводных взрывов. К.К. Зеленов (1963, 1965, 1967, 1972) утверждает невозможность образования эксплозий при достаточно глубоководных извержениях. В доказательство этого он приводит очень интересные сведения об экспериментальных исследованиях механизма подводного взрыва применительно к некоторым задачам военно-морского дела. Суть этих исследований состоит в том, что в процессе взрыва взорвавшиеся газы не разбрасываются, а адиабатически расширяются. Объем расширяющихся газов зависит от отношения давления образовавшихся при взрыве газов к давлению окружающей воды. К.К.Зеленов (1967, 1972) приводит любопытные данные американских исследователей о том, что при подземном ядерном взрыве, который по мощности соизмерим со средним извержением вулкана ($7{,}2 \times 10^{19}$ эрг), сфера раздробленных пород имеет радиус всего 40 м. По его мнению, эти сведения подтверждают незначительное дробление пород при бескратерных подводных взрывах. Возможность же перемещения раздробленного материала под водой весьма ограниченна. Однако К.К. Зеленов не приводит каких-либо расчетов соизмеримости плотностей горных пород и воды на каких-то определенных глубинах, а поэтому приводимые им очень интересные сведения мало что поясняют в оценке глубинности подводных эксплозий, так как несомненно, что подземный и подводный взрывы, даже одинаковой мощности, качественно различны.

Наиболее крайнюю точку зрения о возможностях пеплообразования и характере подводного вулканизма неоднократно высказывал Н.М. Страхов (1963, 1965). Ссылаясь на данные В.А. Влодавца о том, что давление взрыва при обычных извержениях колеблется от 100 до 500 атм (в среднем 300 атм), а при особо сильных извержениях достигает 2500-3000 атм, Н.М.Страхов (1965, стр. 13) пишет: "Совершенно естественно, что при столь крупных величинах давлений дополнительное преодоление 300-600 атм (как максимум) не может рассматриваться в качестве препятствия для развития эксплозий на глубинах океанов даже в 5-6 км". Действительно, данные об энергии взрывной волны при очень мощных извержениях вулканов типа Безымянного и Катмаи (Горшков, 1962), которая составляет 10^{22}-10^{23} эрг и более, свидетельствуют о возможности появления раздробленных пород при подводных взрывах даже на очень больших глубинах. К этому следует добавить, что вулканические процессы геологического прошлого были значительно интенсивнее, чем те, которые наблюдаются в наши дни (Мархинин, 1967). Однако характер продуктов глубоководных эксплозий, вероятно, должен быть качественно отличен от наземных и мелководных эксплозий.

С точки зрения всего изложенного интересно рассмотреть принципиальную картину образования железистых гиалокластитов эффузивно-туфово-кремнистой формации, ассоциирующих с базальтами.

Объем гиалокластитов, сложенных тонко раздробленным вулканическим стеклом, во много раз превосходит объем эффузивов, залегающих в виде потоков в составе эффузивно-гиалокластитовых горизонтов. Так, в разрезе по р.Перевальной (см. фиг. 12) на 150-180 м мощности такого горизонта приходится максимально 40-50 м мощности потоков эффузивов. Не зная плотности тех и других пород, мы можем лишь весьма приблизительно оценить количество вулканического материала, из которого состоят гиалокластиты. Тонкое дисперсное дробление вулканического материала при лавовых излияниях, как мы видим, имело место. Причем, судя по тому, что иногда гиалокластиты значительной мощности подстилают эффузивы или сменяют их по простиранию, можно говорить о почти полном диспергировании вулканического материала в начале извержения, когда давление газовой фазы максимально. Тончайшие обломки вещества, образовавшие взвесь в морской воде, моментально "остекловывались". Взвесь эта, с одной стороны, имела значительную плотность и поэтому была мало подвижной, с другой стороны, по-видимому, она быстро преобразовывалась в илы. О малой подвижности гиалокластики свидетельствует слабое "загрязнение" ею других горизонтов формации. Скорее пирокластика и возможный терригенный материал, поступавшие

в бассейн, "загрязняют" гиалокластические горизонты. Такой механизм образования гиалокластов показывает, что гидростатическое давление столба воды было достаточно велико для того, чтобы препятствовать появлению нормальных эксплозивных образований и удержать бурно вскипавшие газы вместе с тонкодисперсным раздробленным материалом в пределах определенного слоя воды. Скорости осадконакопления при этом весьма велики, и все количество произведенной гиалокластики захоронялось на месте.

Такое или подобное этому происхождение Ч.Парк приписывал красным аргиллитам из эоценовой марганцевоносной спилитовой формации п-ова Олимпик (Park, 1946). В этом районе он описывает красные аргиллиты, переслоенные известняками, которые залегают в прослоях и пачках среди спилитовых лав, агломератов и туфов. Красные аргиллиты связаны фациальными переходами с красными известняками, известковистыми аргиллитами и туфами. Мощность прослоев 7-100 м. Иногда красные аргиллиты выполняют промежутки между шарами в спилитах, но чаще всего приурочены к верхним частям потоков. Местами их обломки отмечаются в лавах. В аргиллитах часты остатки глобигерин. Ч.Парк рассматривает красные аргиллиты как тонко раздробленный вулканический материал, к которому примешивался химически осажденный кремнезем, поступавший при извержениях.

Исследуя механизм глубоководных извержений в южной части Тихого океана, Э.Бонатти (1966) выявил "гиалокластический" тип извержений. Под этим названием он описывает механизм, при котором осуществляется широкое физическое и химическое взаимодействие между горячей лавой и морской водой. Автор пишет: "Значительная часть лавы при соприкосновении с морской водой дробится и распыляется под действием охлаждающего влияния воды; образующиеся в результате этого лавовые обломки (гиалокласты) быстро гидратируются под действием высоких температур, при этом образуется палагонитовое стекло. Одновременно химическое выщелачивание морской водой приводит к частичной потере раздробленной лавой различных элементов" (Бонатти, 1966, стр. 53).

Э.Бонатти считает, что появление гиалокластических извержений зависит только от степени вязкости лавы, т.е. от степени ее газонасыщенности. При этом характер извержения не связывается автором с появлением гиалокластики непосредственно, так как последняя образуется путем механической дезинтеграции остеклованной поверхности потоков в результате резкого охлаждения при соприкосновении их с морской водой.

Представляется возможным применить термин Э.Бонатти "гиалокластическое извержение" для описанного выше процесса распыления магматического вещества при извержениях большой мощности в условиях больших глубин. Зависимость такого процесса от характера извержения, его мощности, газонасыщенности лавы и глубин, на которых он происходит, несомненна.

2. Наиболее точную оценку глубин формирования формации можно получить из изучения яшм. Выше было показано, что некоторые яшмы содержат экзотические минералы (иногда даже в качестве породообразующих) - андрадит и пьемонтит. Причем появление их в составе пород не связано с каким-либо видом метаморфического преобразования, так как: а) гранатовые яшмы распространены очень локально и не связаны с контактовыми зонами интрузий или зонами крупных нарушений; б) вмещающие гранатовые яшмы пирокластические породы не несут следов высокотемпературного метаморфизма. В них, как и во всей остальной толще туфогенных пород или гиалокластов, развиты цеолиты, хлорит, пренит, пумпеллиит, карбонат; в) белые гранатовые яшмы, залегающие в линзах, практически всегда к периферии линзы сменяются нормальной яшмой с постепенным переходом; г) вторичные минералы (пумпеллиит), характерные для перекрывающих яшмы пирокластических пород, проникают по трещинам и прожилкам в гранатовые яшмы и являются более поздними, чем гранат.

Пьемонтит и гранат образовались в весьма специфических условиях седиментогенеза, в результате которого сформировались и сами яшмы. Механизм их образования, по-видимому, выглядит следующим образом. Кремнезем, выделяемый при излиянии лавы, образовывал пересыщенный раствор в придонной воде над поверхностью потоков, где создавались условия внезапного разогрева воды до критических температур. Растворимость кремнезема при этом была весьма высокой (Kennedy, 1950). Таким образом, весь кремнезем, выделенный излившейся магмой, переходил в раствор. В этом же слое существовало повышенное давление перегретых паров, которое удерживалось над поверхностью потока в результате гидростатического давления столба воды и высокой плотности образовавшегося раствора. Высокие температура и давление (нужно еще учесть и давление расширяющихся газов) создавали возможность для начальной кристаллизации граната и пьемонтита. Быстрое охлаждение в результате тепловой конвекции пересыщенного кремнеземом раствора вызывало моментальное выпадение последнего в осадок и прекращение кристаллизации граната. Такой механизм образования яшм назван пневматолитово-хемогенным (Хотин, 1972).

Экспериментальные данные по синтезу андрадита (Миль, Калинин, 1966; Калинин, Денискина, 1967) свидетельствуют, что при 550°С и давлении 900 атм в течение 48 ч обильно кристаллизуются хорошо ограненные зерна андрадита размером до 0,4 мм. При давлении 300 атм для такого же выхода кристаллической фазы граната нужно уже 72 ч. Авторы этих исследований выяснили также, что наиболее низкая температурная граница образования граната находится около 225–280°С.

Принимая температуру раствора, в котором кристаллизуется гранат, критической для воды (374°С), мы получим довольно высокое значение давления. Не оценивая его количественно, можно сказать только, что оно соизмеримо, вероятно, с давлением столба воды на современных максимальных глубинах океана. Кроме того, указанные авторы установили, что наиболее благоприятна для роста гранатов щелочная обстановка, в которой растворы солей натрия реагируют с $CaCO_3$ – источником кальция в гранатах. Они отмечают, что замена $CaCO_3$ на CaO в исходном веществе сильно ухудшает обстановку кристаллизации.

3. По-видимому, значительными глубинами и высокими давлениями в области образования отложений формации можно объяснить: а) почти полное отсутствие шаровых лав, так как при таких давлениях эффузивы ведут себя подобно силлам или дайкам; б) отсутствие известняков в нижней толще формации (ниже компенсационного уровня); в) сегрегационное тонкослоистое разделение яшм и известняков в яшмово-карбонатных пакетах[1]; г) известную "консервацию" гиалокластического материала (отсутствие диагенетических преобразований).

Кроме глубоководности бассейна следует отметить его удаленность от всевозможных источников сноса терригенного материала. Не отрицая полностью присутствия последнего, можно констатировать только незначительное количество его и крайнюю степень измельчения. Появление области сноса терригенного материала в конце африканского времени знаменует новую смену тектонического режима и начало накопления терригенной субаркозовой формации, венчающей разрез описываемых образований. Терригенная формация и источники материала, ее слагающего, рассмотрены в следующем разделе главы.

Породы эффузивно-гиалокластитовой (с яшмами) ассоциации накапливались на фоне обильного привноса в бассейн пирокластического материала. Эти процессы, судя по характеру приведенных разрезов формации, чаще чередовались между собой, но иногда протекали совместно.

---

[1] Альтернативой является диагенетическое перераспределение $CaCO_3$ и кремнезема в яшмово-карбонатных пакетах в самостоятельные слои и линзы.

Петрография и петрохимия пирокластогенных пород эффузивно-туфово-кремнистой формации свидетельствуют, что источниками пирокластического материала были вулканы с большим коэффициентом эксплозии. Ими могли быть весьма крупные наземные вулканы или еще более крупные – подводные. Состав их вулканических продуктов отвечает андезитовому, андезито-базальтовому, шелочноземельному и, возможно, субщелочному типу. Эта вулканическая провинция была удалена на значительные расстояния от места образования формации. Оценить (даже приблизительно) ее удаленность весьма затруднительно. Преимущественное развитие в составе формации пород с размерами обломков, не превышающими грубопсаммитовые (до 3–4 мм), при явном преобладании алевропелитовых и пелитовых разностей, позволяет предположить весьма удаленный от области осадконакопления источник пирокластического материала. Как будет показано в гл. V, такая оценка справедлива.

Мощность тонкообломочных пеплогенных пород велика, слоистость же выражена неясно. Поэтому можно предположить большие скорости накопления туфового материала при его обильном поступлении в бассейн. В свою очередь это заставляет предполагать в случае наземных извержений взрывы огромной силы с большим коэффициентом эксплозивности, которые примерно можно отнести к извержениям вулканов типа Кракатау и Безымянного (Горшков, 1962).

Не исключена возможность привноса пеплового материала, образованного при подводных извержениях, и транспортировки его различными водными агентами. Как было показано, большинство исследователей предполагают возможность подводного пеплообразования при нахождении вершины вулканических аппаратов на глубинах 2000–3000 м и менее. И если разнос изверженного материала энергией взрыва ограничен в этом случае большой плотностью водной среды, то разнос материала морскими течениями, суспензионными потоками и другими агентами может быть даже интенсивнее, чем при аэральных и субаэральных взрывах.

Наиболее вероятным источником пирокластического материала в позднемеловую эпоху была вулканическая эвгеосинклинальная зона Центральной и Восточной Камчатки, в пределах которой на огромной территории действовали, как будет показано в гл. V, подводные и субаэральные вулканы. Продуктами этого вулканизма сложены вулканогенно-осадочные формации верхнего мела в Срединном хребте Камчатки (ирунейская серия и кирганикская свита) и в системе Восточных хребтов (валагинская серия и хапицкая свита). Состав вулканических продуктов, например, на п-ове Озерном соответствует составу туфовых и туфогенных пород эффузивно-туфово-кремнистой формации п-ова Камчатский Мыс.

Особенности образования кремнистых пород

В составе океанической эффузивно-туфово-кремнистой формации кремнистые породы (силициты) широко распространены, но генетически разнородны. В туфово-кремнистой ассоциации силициты связаны с пирокластическими породами, источник материала которых предположительно находится в пределах Восточно-Камчатской структурно-фациальной зоны. Эти породы названы туфосилицитами, что предполагает их генетическую связь с пирокластикой. Яшмы эффузивно-гиалокластитовой ассоциации образованы подводной океанической вулканической деятельностью. Вулканогенный источник кремнезема для них также не вызывает сомнения.

При изучении происхождения геосинклинальных кремнистых пород всегда было важно определить источник кремнезема и способ выпадения его в осадок.

Возникновение представлений о генетической связи геосинклинальных кремнистых пород с вулканическим процессом связано с работами итальянских геологов Б.Лотти (Lotti, 1886) и Д.Пантанелли (Pantanelli, 1880), впервые обративших внимание на частую и закономерную связь кремнистых пород с вулканическими породами так называемой офиолитовой формации.

Со времен Б.Лотти и Д.Пантанелли идея вулканогенного источника кремнезема так или иначе дискутировалась в геологической литературе и в настоящее время общепризнанна. Однако ряд вопросов вулканогенного кремненакопления до сих пор остается дискуссионным. Среди этих вопросов главные следующие: 1) механизм поступления вулканогенного кремнезема в бассейн осадконакопления; 2) способ выпадения кремнезема в осадок; 3) тип вулканической деятельности, сопровождающейся выносом значительных количеств кремнезема.

Исследование проблем геосинклинального кремненакопления весьма подробно изложено в работах И.В. Хворовой (1968 а,б и др.). Здесь нет нужды повторять весь объем рассмотренных И.В. Хворовой представлений по перечисленным вопросам. Автору представляется возможным дополнить их некоторыми фактами и соображениями, вытекающими из анализа приведенного в данной работе фактического материала.

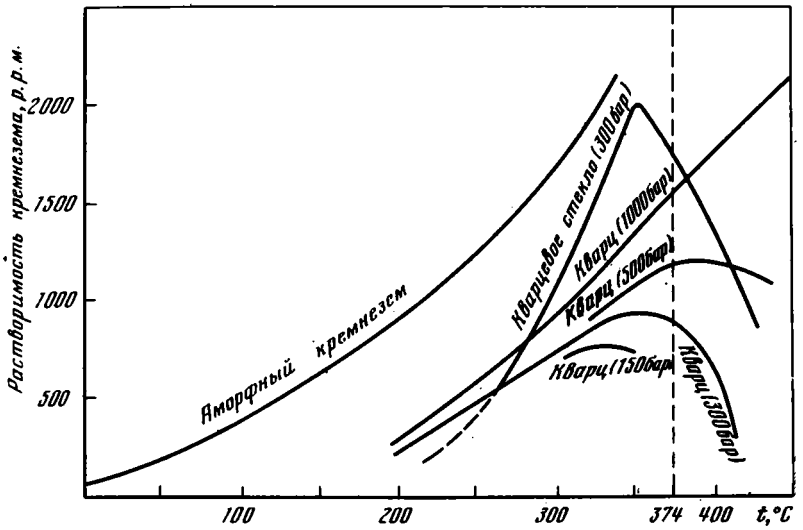
Причина многих разногласий в вопросе об источниках вулканогенного кремнезема и способах его осаждения – частое несоответствие наблюдаемых природных явлений некоторым как будто бы устоявшимся и зачастую приводимым как априорные представлениям. Так, постоянно наблюдаемая связь кремнистых пород с эффузивами спилитовой группы считается как будто бы доказанной. Однако не со всеми альбитизированными эффузивами кремнистые породы ассоциируют. Принято объяснять это различным происхождением альбитизации.

Широко распространены представления об образовании кремнезема при взаимодействии раскаленной лавы или пирокластики с морской водой. Но не всегда кремнистые породы связаны с подушечными лавами, которые считаются производными такого взаимодействия, а отсутствие кремнистых пород в огромных по мощности туфовых толщах широко известно.

Вулканический источник кремнезема в изученной формации, вероятно, не вызывает сомнения. Связь различных видов силицитов, входящих в формацию и составляющих значительный ее объем, с вулканогенными породами во всех случаях вполне определенна. Гораздо более сложны вопросы о формах поступления кремнезема в бассейн и о способе его выпадения в осадок.

И.В. Хворова (1968б) выделяет три типа связей между кремненакоплением и вулканизмом: 1) кремненакопление и эксплозии; 2) кремненакопление и подводные эффузии; 3) кремненакопление, оторванное в пространстве и времени от поступления твердых вулканических продуктов. Первые два типа характерны для рассмотренных отложений. В обеих породных ассоциациях, как было показано, наблюдаются кремнистые породы, связанные непосредственно и с эффузивами, и с пирокластическими породами. В первом случае многочисленными исследованиями, в том числе и экспериментальными, доказывается прямой вынос кремнезема в морскую воду при излиянии и взаимодействии с ней раскаленной лавы. Это так называемый кремнезем взаимодействия, по М.А. Петровой (1958). Большое значение такому способу поступления кремнезема, как будет показано, придают исследователи францисканской формации – Э.Бейли, В.Ирвин и Д.Джонс (Beilay, Irwin, Johns, 1964). Они особо подчеркивают как наиболее важный фактор такого поступления кремнезема глубину излияния эффузивов. Ссылаясь на экспериментальные данные Г.Кеннеди (Kennedy, 1950), который исследовал растворимость различных видов кремнезема в условиях повышенных температур и давлений, указанные авторы пишут, что при температурах, близких к критической температуре воды, и давлениях от 300–400 бар и выше растворимость аморфного кремнезема достигает 2000 мг/л, т.е. примерно в двести раз выше содержания кремнезема в морской воде (0,5–2 мг/л) и в двадцать раз выше концентраций насыщенного раствора кремнезема (100–120 мг/л при 10–20°С и pH=6–8). При давлении 1000 бар в таком же количестве (2000 мг/л) растворяется кварц (фиг. 28).

Э.Бейли, В.Ирвин и Д.Джонс считают, что лава, излившаяся с суши в море или излившаяся на малых глубинах, не может быть источником кремнистого материала.



Фиг. 28. Экспериментальные данные о растворимости кремнезема (по данным Kennedy, 1956; Krauskopf, 1959; из работы Bailey, Irwin, Johns, 1964)

Действительно, для выпадения кремнезема в осадок химическим путем необходимы концентрации его в растворе, значительно превышающие концентрации насыщения, т.е. 100–120 мг/л. При излиянии лавы в воду на мелководье реакция между горячей лавой и морской водой будет только локально поднимать концентрацию кремнезема в воде. Образующееся при такой реакции значительное количество паров воды будет моментально уходить вверх, создавая конвекционные потоки, а потому быстрое разбавление концентраций неминуемо. Температура воды в условиях конвекционных потоков не сможет подниматься выше температуры кипения, а растворимость кремнезема при такой температуре, как показывают эксперименты (Hitchen, 1945; Kennedy, 1950), едва достигает концентраций насыщения (см. фиг. 28).

Яшмы описываемой формации, по всем данным, образовались на больших глубинах, которые способствовали повышенной растворимости кремнезема, а пересыщенный кремнеземом раствор удерживался вблизи потоков лавы гидростатическим давлением столба воды.

Из рассмотрения конкретных разрезов туфово-кремнистых образований выявляется, что бóльшая часть кремнистых пород в составе формации связана с наиболее тонкими пирокластическими породами. Механизм поступления кремнезема в связи с эксплозивным процессом обычно ограничивается многими исследователями явлениями привноса SiO_2 с парами и газами в момент извержения вулкана (магматический кремнезем, по М.А. Петровой, 1958) или деятельностью фумарол и горячих источников в стадию затухания вулканической деятельности.

Значение этих источников вулканического кремнезема в общем балансе кремнистых пород оценивалось невысоко. Поэтому кремненакопление в областях пирокластической седиментации связывают с деятельностью диатомовых водорослей, частым гальмиролизным разложением пеплового материала, а также с привносом минерализованных потоков с вулканической суши (Хворова, 1968б).

Вопрос о накоплении туфосилицитов в составе формации Камчатского Мыса в настоящее время может решаться только альтернативно. Способ привнесения в бассейн большого количества SiO_2 во многих чертах неясен. Более или менее уверенно можно, пожалуй, исключить из рассмотрения предлагаемый М.А. Петровой процесс выделения кремнезема в результате реакции горячей пирокластики с морской водой. Весьма вероятно, что какая-то часть кремнезема могла образоваться в результате гальмиролизного разложения тонких

Со времен Б.Лотти и Д.Пантанелли идея вулканогенного источника кремнезема так или иначе дискутировалась в геологической литературе и в настоящее время общепризнанна. Однако ряд вопросов вулканогенного кремненакопления до сих пор остается дискуссионным. Среди этих вопросов главные следующие: 1) механизм поступления вулканогенного кремнезема в бассейн осадконакопления; 2) способ выпадения кремнезема в осадок; 3) тип вулканической деятельности, сопровождающейся выносом значительных количеств кремнезема.

Исследование проблем геосинклинального кремненакопления весьма подробно изложено в работах И.В. Хворовой (1968 а,б и др.). Здесь нет нужды повторять весь объем рассмотренных И.В. Хворовой представлений по перечисленным вопросам. Автору представляется возможным дополнить их некоторыми фактами и соображениями, вытекающими из анализа приведенного в данной работе фактического материала.

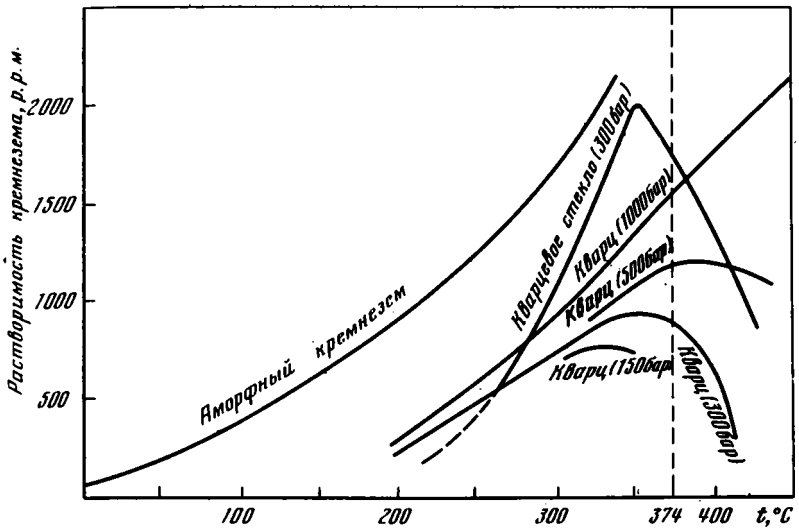
Причина многих разногласий в вопросе об источниках вулканогенного кремнезема и способах его осаждения – частое несоответствие наблюдаемых природных явлений некоторым как будто бы устоявшимся и зачастую приводимым как априорные представлениям. Так, постоянно наблюдаемая связь кремнистых пород с эффузивами спилитовой группы считается как будто бы доказанной. Однако не со всеми альбитизированными эффузивами кремнистые породы ассоциируют. Принято объяснять это различным происхождением альбитизации.

Широко распространены представления об образовании кремнезема при взаимодействии раскаленной лавы или пирокластики с морской водой. Но не всегда кремнистые породы связаны с подушечными лавами, которые считаются производными такого взаимодействия, а отсутствие кремнистых пород в огромных по мощности туфовых толщах широко известно.

Вулканический источник кремнезема в изученной формации, вероятно, не вызывает сомнения. Связь различных видов силицитов, входящих в формацию и составляющих значительный ее объем, с вулканогенными породами во всех случаях вполне определенна. Гораздо более сложны вопросы о формах поступления кремнезема в бассейн и о способе его выпадения в осадок.

И.В. Хворова (1968б) выделяет три типа связей между кремненакоплением и вулканизмом: 1) кремненакопление и эксплозии; 2) кремненакопление и подводные эффузии; 3) кремненакопление, оторванное в пространстве и времени от поступления твердых вулканических продуктов. Первые два типа характерны для рассмотренных отложений. В обеих породных ассоциациях, как было показано, наблюдаются кремнистые породы, связанные непосредственно и с эффузивами, и с пирокластическими породами. В первом случае многочисленными исследованиями, в том числе и экспериментальными, доказывается прямой вынос кремнезема в морскую воду при излиянии и взаимодействии с ней раскаленной лавы. Это так называемый кремнезем взаимодействия, по М.А. Петровой (1958). Большое значение такому способу поступления кремнезема, как будет показано, придают исследователи францисканской формации – Э.Бейли, В.Ирвин и Д.Джонс (Beilay, Irwin, Johns, 1964). Они особо подчеркивают как наиболее важный фактор такого поступления кремнезема глубину излияния эффузивов. Ссылаясь на экспериментальные данные Г.Кеннеди (Kennedy, 1950), который исследовал растворимость различных видов кремнезема в условиях повышенных температур и давлений, указанные авторы пишут, что при температурах, близких к критической температуре воды, и давлениях от 300–400 бар и выше растворимость аморфного кремнезема достигает 2000 мг/л, т.е. примерно в двести раз выше содержания кремнезема в морской воде (0,5–2 мг/л) и в двадцать раз выше концентраций насыщенного раствора кремнезема (100–120 мг/л при 10–20°С и pH = 6–8). При давлении 1000 бар в таком же количестве (2000 мг/л) растворяется кварц (фиг. 28).

Э.Бейли, В.Ирвин и Д.Джонс считают, что лава, излившаяся с суши в море или излившаяся на малых глубинах, не может быть источником кремнистого материала.



Фиг. 28. Экспериментальные данные о растворимости кремнезема (по данным Kennedy, 1956; Krauskopf, 1959; из работы Bailey, Irwin, Johns, 1964)

Действительно, для выпадения кремнезема в осадок химическим путем необходимы концентрации его в растворе, значительно превышающие концентрации насыщения, т.е. 100–120 мг/л. При излиянии лавы в воду на мелководье реакция между горячей лавой и морской водой будет только локально поднимать концентрацию кремнезема в воде. Образующееся при такой реакции значительное количество паров воды будет моментально уходить вверх, создавая конвекционные потоки, а потому быстрое разбавление концентраций неминуемо. Температура воды в условиях конвекционных потоков не сможет подниматься выше температуры кипения, а растворимость кремнезема при такой температуре, как показывают эксперименты (Hitchen, 1945; Kennedy, 1950), едва достигает концентраций насыщения (см. фиг. 28).

Яшмы описываемой формации, по всем данным, образовались на больших глубинах, которые способствовали повышенной растворимости кремнезема, а пересыщенный кремнеземом раствор удерживался вблизи потоков лавы гидростатическим давлением столба воды.

Из рассмотрения конкретных разрезов туфово-кремнистых образований выявляется, что бóльшая часть кремнистых пород в составе формации связана с наиболее тонкими пирокластическими породами. Механизм поступления кремнезема в связи с эксплозивным процессом обычно ограничивается многими исследователями явлениями привноса SiO_2 с парами и газами в момент извержения вулкана (магматический кремнезем, по М.А. Петровой, 1958) или деятельностью фумарол и горячих источников в стадию затухания вулканической деятельности.

Значение этих источников вулканического кремнезема в общем балансе кремнистых пород оценивалось невысоко. Поэтому кремненакопление в областях пирокластической седиментации связывают с деятельностью диатомовых водорослей, частым гальмиролизным разложением пеплового материала, а также с привносом минерализованных потоков с вулканической суши (Хворова, 1968б).

Вопрос о накоплении туфосилицитов в составе формации Камчатского Мыса в настоящее время может решаться только альтернативно. Способ привнесения в бассейн большого количества SiO_2 во многих чертах неясен. Более или менее уверенно можно, пожалуй, исключить из рассмотрения предлагаемый М.А. Петровой процесс выделения кремнезема в результате реакции горячей пирокластики с морской водой. Весьма вероятно, что какая-то часть кремнезема могла образоваться в результате гальмиролизного разложения тонких

пирокластических илов. Не исключено также (хотя и мало вероятно), что некоторая часть кремнезема, выделенная во время эффузивного процесса, не осаждалась описанным выше способом в виде яшм, а разносилась течениями (и конвекционными потоками по обширным пространствам бассейна, создавая в некоторых его частях повышенные концентрации. Пирокластический материал, попадая в бассейн, смешивался со слоями воды, насыщенными кремнеземом, и способствовал его выпадению в осадок. Против такой схемы кремненакопления свидетельствуют следующие соображения. При миграции некоторых порций магматического кремнезема в слои холодной недосыщенной кремнеземом воды должно происходить либо его быстрое выпадение в осадок, либо перемешивание раствора с водой и резкое уменьшение концентраций. Во время миграции пересыщенных SiO_2 растворов в бассейне с равной долей вероятности они могли перемешиваться как с пирокластикой, так и с местным гиалокластическим материалом, чего в разрезах формации не наблюдается.

Более вероятно предположение о миграции больших количеств кремнезема совместно с пирокластическим материалом из удаленных вулканических источников; наблюдения над современными подводными извержениями позволяют его сделать.

В.М. Лавровым (1966) было описано извержение подводного вулкана в северной части Атлантического океана, названного горой Михаила Ломоносова. Драгированием со склонов действующего вулкана были получены образцы оливинового базальта, подушечных лав со стекловатой коркой и пузыристой текстурой, шлаков и пирокластики. У вершины вулкана был зафиксирован выход плотной воды, создававшей своеобразную линзу, которая два года с лишним удерживалась на одном уровне. Линза состояла из больших концентраций растворенного кремнезема. Даже в поверхностном слое воды содержание SiO_2 во время извержения увеличивалось до 1010 мг/м^3, в самой линзе концентрации были еще выше. По высоким концентрациям SiO_2 линза плотной воды была прослежена на расстояние, превышающее 200 км от вулкана. Химический состав продуктов извержения соответствовал нормальному известково-щелочному типу для эффузивов и трахиандезитовому составу пирокластики.

Приведенный пример если и не объясняет всех проблем происхождения туфосилицитов, то по крайней мере выявляет принципиальную возможность появления высоких концентраций кремнезема в морской воде и вероятность появления этих концентраций на больших удалениях от источника.

О способе накопления туфосилицитов можно судить более уверенно. Отсутствие остатков каких-либо кремниевых организмов в этих породах позволяет предположить хемогенную садку кремнезема. Возможность перекристаллизации остатков организмов в процессах диагенеза и катагенеза, по-видимому, следует исключить, так как в яшмах радиолярии наблюдаются довольно часто.

Гипотезы органогенного и органогенно-хемогенного накопления силицитов, являющиеся в настоящее время основными в теории литогенеза, исходят из реально наблюдаемого факта резкой повсеместной недосыщенности морской воды кремнеземом (Страхов, 1963, 1966; Лисицын, 1966; Дзоценидзе, 1969; Siever, 1957; Krauskopf, 1959; и др.). Однако Н.М. Страхов, проанализировав большой фактический материал по содержанию SiO_2 в морской воде, указывает, что вблизи районов подводного вулканизма в поствулканическую стадию могут накапливаться хемогенные силициты. Резкое обогащение природных вод вулканогенным кремнеземом, видимо, должно приводит к его хемогенной садке. С другой стороны, такое обогащение столь же часто приводило к пышному расцвету кремниевых организмов, что в свое время отмечал В.И. Вернадский.

Анализ изложенного материала позволяет высказать предположение о существенном влиянии на процесс кремнеобразования двух факторов – глубины бассейна, где происходит вулканогенное осадконакопление, и химизма исход-

ного магматического расплава. Рассмотрение этих факторов внесет, как нам кажется, некоторую ясность в указанные проблемы.

Вопрос о глубинности образования кремнистых пород был поставлен еще Г.Штейнманом (Steinmann, 1905), который предположил, что для образования кремнистых пород из радиоляриевых илов (яшм) необходимы абиссальные глубины. Позднее эта гипотеза принималась или отвергалась различными исследователями, но в наиболее общей форме была сформулирована С.Конти (Conti, 1958), который считал, что, поскольку кремнистые породы так или иначе связаны с "офиолитовым вулканизмом", характерным для интенсивно прогибающихся геосинклинальных зон, кремнезем отлагался преимущественно в глубоководных условиях.

Влияние глубины бассейна на образование яшм было рассмотрено выше, а потому сама по себе глубинность формирования аллохтонных туфосилицитов не вызывает сомнения. Но при этом возникает очень существенный вопрос о длительности процесса кремнеобразования. Решение его, вероятно, должно быть двояким.

Вблизи непосредственного источника кремнезем выпадает в осадок, вероятно, довольно быстро из-за высоких концентраций образовавшегося раствора и быстрой смены температурного режима. Высокие концентрации кремнезема, образовавшиеся в отдаленных вулканических зонах, видимо, мигрировали вместе с наиболее тонкой пирокластикой в глубокие участки бассейна. Здесь они обогащали придонные слои воды и выпадали в осадок совместно с пирокластикой, которая вследствие своих размеров не могла образовывать илы очень быстро. Кроме того, для насыщенных растворов кремнезема сама пирокластика была сильным "разбавителем" и, по-видимому, замедляла его выпадение в осадок.

Важным выводом из этого анализа является то, что распределение и количество силицитов, связанных непосредственно с эффузивной деятельностью в глубоководных условиях, не контролируется ни климатическими, ни гидродинамическими условиями бассейна, тогда как положение удаленных кремнистых осадков в какой-то степени зависит от этих условий.

Второй причиной, определяющей возникновение вулканогенных кремнистых пород, является химический состав вулканитов.

Большинство исследователей считают геосинклинальное кремнеобразование связанным с основным вулканизмом. И.В. Хворова (1963, 1968б), Г.С.Дзоценидзе (1965, 1969) и многие другие ставят проблемы кремнеобразования в прямую связь с формированием спилит-кератофировых и спилит-диабазовых геосинклинальных серий.

Проблема спилитов и спилитизации далеко еще не ясна, потому не выяснена и причинная связь спилитов и кремнистых пород.

Не затрагивая всю проблему происхождения спилитов в целом, отметим только, что, вероятно, кремнистые породы в большинстве случаев связаны с вулканитами, обладающими повышенной щелочностью, причем щелочность существенно натровая. Анализ фактического материала и литературных данных позволяет сделать вывод, что химический состав эффузивов, с которыми ассоциируют скопления кремнистых пород, свидетельствует об их высокоглиноземистом характере. У.Гамильтон (1970) отмечает, что высокоглиноземистые базальты в отличие от толеитовых обеднены магнием и железом и обогащены натрием и алюминием. Полагая, что спилиты являются производными высоконатровых эффузивов, У.Гамильтон предположил, что спилитизация происходит в постмагматическую стадию по высокоглиноземистым и известково-щелочным базальтам. По данным японских геологов ("Геологическое...", 1968), наиболее высокое содержание натрия характерно для высокоглиноземистых базальтов и производных от них известково-щелочных серий.

Для океанического вулканизма позднего мела Камчатки высоконатровые породы нехарактерны, хотя в каких-то количествах, как было показано, присутствуют, являясь переходными от толеитовых базальтов к щелочным или

щелочноземельным как по горизонтали, так и по вертикали. Щелочность базальтов резко увеличивается при удалении от океана (Ротман, Марковский, 1968).

Отмечаемое Г.С. Дзоценидзе (1969) переслаивание спилитов и диабазов в различных вулканических сериях, которое он относит за счет особенностей именно глубоководных излияний, не исключает предположения о преимущественной спилитизации специфических по составу высокоглиноземистых и высоконатровых эффузивов. Чистые толеитовые серии, по-видимому, должны лишь в незначительных количествах содержать кремнистые породы, что и отмечается для толеитов формации Камчатского Мыса. Э.Бейли и другие, сопоставляя эффузивы францисканской формации с толеитовыми базальтами, указывает на их, вероятно, первично более щелочную, чем толеиты, родоначальную магму.

ТЕРРИГЕННАЯ СУБАРКОЗОВАЯ ФОРМАЦИЯ

Основные черты строения и состав

Терригенная формация, согласно перекрывающая эффузивно-туфово-кремнистую, обнажена лишь в ядрах синклинальных складок, а также в разрозненных тектонических блоках в юго-восточной части п-ова Камчатский Мыс (см. фиг. 3). Состав и строение формации меняются по направлению от западных ее разрезов к восточным. Так, если на западе в верховьях рек Быстрой, Мутной и Медвежьей она представляет собой неравномерное переслаивание песчаников, алевролитов и аргиллитов при незначительном преобладании песчаников и алевролитов, то на востоке, вблизи горы Африка и на мысе Африка развита массивная толща песчаников с единичными линзами и тонкими прослоями аргиллитов. Песчаники и алевролиты формации одинаковы по структуре и составу на всей площади их развития. Мощность формации 200–400 м с минимальными мощностями в западной части района. О характере строения песчано-аргиллитовой части формации можно судить по небольшому разрезу, описанному на западном гребне горы Камчатской, где по ровной четкой границе на зеленовато-бурые алевропсаммитовые туффиты верхов формации Камчатского Мыса налегают (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Песчаник темно-серый, неслоистый, массивный, мелкозернистый	1,3
2. Переслаивание темно-серых песчаников, алевролитов и черных аргиллитов. Мощность прослоев песчаников 0,2–0,3 м, аргиллитов – 1,0–1,5 м. Алевролиты залегают в аргиллитах в виде линз толщиной 0,05–0,1 м, длиной 0,4–1,5 м. Здесь же отмечены единичные линзы бурых туффитов (до 0,5 м мощностью)	7,5
3. Песчаник светло-буровато-серый, мелкозернистый, массивный	1,2
4. Неравномерное переслаивание песчаников, алевролитов и аргиллитов, аналогичное слою 2	4,0
5. Песчаник темно-серый, почти черный, мелкозернистый, кверху переходящий в черный алевролит, неслоистый	2,2
6. Неравномерное переслаивание темно-серых песчаников, алевролитов и черных аргиллитов. Прослои алевролитов и песчаников не выдержаны по мощности (0,1–0,3 м). Мощность прослоев аргиллитов 0,6–1,5 м. В них тонкие (0,05–0,15 м) линзы песчаников и алевролитов	4,0
7. Песчаники темно-серые, серые, мелко- и среднезернистые, переходящие вверх по слою в алевролит	3,0
8. Аргиллит черный, неслоистый, мелкооскольчатый, с мелкими тонкими линзочками песчаника и алевролита	2,5

	Мощность, м
9. Песчаники, аналогичные слою 7	3,0
10. Неравномерное переслаивание песчаников, алевролитов и аргиллитов. Мощность прослоев песчаников 1–3 м, аргиллитов 0,4–0,8 м	16,0
11. Песчаник серый, неслоистый, массивный, содержащий тонкие (до 0,1–0,2 м) линзы и прослои черного аргиллита	6,0
12. Песчаник темно–серый, неслоистый, мелкозернистый	4,0
13. Аргиллит черный, мелкооскольчатый, с тонкими линзами и прослоями (до 0,1–0,2 м) алевролитов	3,5
14. Песчаники серые, темно–серые, массивные, содержащие редкие линзы и прослои черных мелкооскольчатых аргиллитов	20,0

Выше до вершины горы Камчатской, где породы терригенной формации прорваны интрузией гипербазитов, обнажены массивные неслоистые серые, темно–серые, буровато–серые песчаники, содержащие редкие линзы аргиллитов и наращивающие мощность разреза примерно на 80–90 м.

Из приведенного описания видно, что в основании разреза (около 30 м) терригенной формации преобладают аргиллиты. Прослои и линзы песчаников в них четко обособлены, при этом нижняя граница прослоев песчаников в большинстве случаев волнистая, неровная, мелкобугристая, с иероглифами, а верхняя, как правило, четкая, ровная. В линзах песчаников и верхняя, и нижняя границы четкие, ровные, при общей извилистости контуров линз. Границы всех слоев песчаников и аргиллитов неровные. На следующих 20–25 м разреза постепенно увеличивается роль песчаников и алевролитов, которые в верхней части разреза преобладают (Шапиро, Хотин, 1973).

Характер восточной (песчаной) части формации сходен со строением ее верхней части на западе. С запада на восток отложения сменяются очень постепенно и незаметно.

Верхний горизонт отложений формации (мощностью 20–30 м) представлен сингенетическими брекчиями.

Песчаники и алевропесчаники. Эти породы характеризуются слабой сортировкой материала. Как правило, хорошо обособляются обломочные зерна более крупной фракции (они составляют 65–80% объема породы), погруженные в тонкообломочную связующую массу. Взятая в отдельности крупнообломочная фракция представляется достаточно хорошо отсортированной; размеры обломков в основном 0,05–0,25 мм и реже 0,1–0,5 мм. В наиболее отсортированных породах несколько преобладает фракция мелкозернистого песка (0,1–0,25 мм). Подавляющее большинство обломков не окатано. Никакой слоистости в шлифах не отмечено, но часто видна ориентировка плоских зерен (преимущественно слюды) в одной плоскости.

Преобладают кварцевые и полевошпатовые зерна – в среднем 80%, но не ниже 70%. Остальные 20% обломочных зерен представлены различными минералами (биотит, пироксены, рудные и акцессорные минералы и т.д.) и породами, среди которых преобладают метаморфические. Биотит, содержание которого 6–8% (не выше), является постоянной составляющей обломочной части.

Полевые шпаты представлены преимущественно плагиоклазами от № 20 до № 35, изредка отмечены более кислые (альбит–олигоклаз) и более основной (андезин). Встречаются относительно свежие зерна плагиоклаза и зерна, в значительной степени серицитизированные, реже альбитизированные. Кристаллографически правильные зерна почти отсутствуют. Зональные плагиоклазы редки. Более половины зерен не сдвойниковано, что характерно для олигоклазов. Калиевые полевые шпаты редки, хотя иногда количество их достигает 15% всех обломков. Довольно часто, но в незначительных количествах встречаются обломки микропегматита.

Кварц слагает от 25 до 40% всех зерен (среднее содержание 32%) и представлен остроугольными изометричными обломками, не имеющими "заливов", типичных для кварца эффузивных пород. Это чистые зерна, как правило, с волнистым, часто агрегатным погасанием, изредка с включениями мелких кристаллов рутила или мусковита.

Биотит образует разнообразные по размеру зерна: от мельчайших чешуек до листочков длиной 0,2–2,3 мм. Изредка зерна сохраняют первичную форму и оптические свойства, но в большинстве случаев они подвергаются интенсивным катагенетическим изменениям с образованием разнообразных по структуре агрегатов гидробиотита и хлорита.

Из остальных терригенных минералов среди обломков наиболее распространены мусковит, сфен, апатит, циркон. Часто встречаются роговая обманка, пироксены, рутил, эпидот, очень редко – монацит, гранат, серпентин, ставролит.

Среди обломков пород резко преобладают метаморфические породы фации зеленых сланцев. Отмечены кварциты, слюдистые (мусковитовые) кварциты, кварц–мусковитовые, кварц–альбит–хлоритовые, кварц–хлорит–серицитовые сланцы, а также зеленые сланцы неясного состава. Породы более высоких ступеней метаморфизма отсутствуют. Осадочные породы за исключением единичных обломков аргиллитов отсутствуют. Эффузивы андезитового и липаритового состава встречаются постоянно, в единичных зернах попадаются обломки игнимбритов. Интрузивные породы представлены отдельными обломками диоритовых порфиритов и часто встречающимися срастаниями кислых плагиоклазов и кварца с заметным идиоморфизмом первых (табл. XIX) и представляющими, видимо, фрагменты мелкозернистых плагиогранитов или кварцевых диоритов.

Связующая масса песчаников и алевропесчаников, общее количество которой колеблется от 20 до 35% (в среднем 25%), состоит из тонкоизмельченных минеральных зерен, образующих слабо поляризующую массу, минералогически трудно определимую. Часто широко развит гидробиотит, вероятно, за счет измельчения чешуек терригенного биотита.

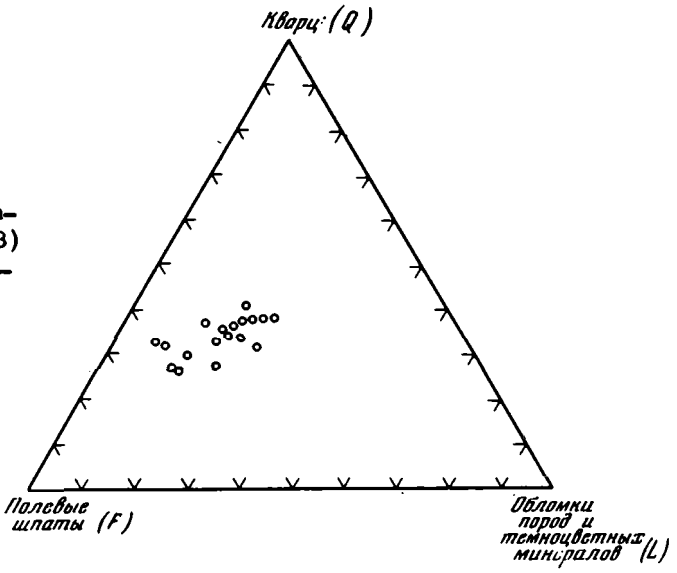
Аргиллиты сложены в основном хлоритом, слюдистыми минералами и тонкокристаллическим кремнеземом, образующими криптозернистый или микрочешуйчатый агрегат с четкими реликтами обломочной структуры. Состав обломков, размер которых не превышает 0,05 мм, но, как правило, значительно меньше, не распознается. На фоне относительно однородной бурой, заметно поляризующей основной массы выделяются более крупные, по–видимому, новообразованные зерна серицита и гидробиотита, развивающиеся за счет тонкоизмельченных плагиоклаза и биотита. Эти зерна ориентированы, как правило, параллельно многочисленным трещинам кливажа. Отмечены редкие мелкие, почти потерявшие структуру ожелезненные растительные фрагменты.

В низах разреза горы Камчатской встречаются туфогенные пелиты или туффиты с реликтами пепловых частиц, существенно кремнистые пелиты (кремнисто–глинистые породы) и халцедоновые кремни с примесью глинистого материала.

Отмечается развитие вторичного кальцита в виде пятен в основной массе аргиллитов или по сети тонких прожилков.

Нанесенные на диаграмму FQL результаты подсчета состава обломочной составляющей песчаников и алевропесчаников свидетельствуют прежде всего о петрографической однородности пород, обусловленной, вероятно, их генетическим единством (фиг. 29).

Песчаники и алевропесчаники близки к аркозовым песчаникам в понимании Л.Б. Рухина (1969), субграувакам Ф.Петтиджона (Pettijohn, 1954) или граувакковым аркозам В.Д. Шутова (1967). Основные признаки аркозов: резкое преобладание кварц–полевошпатовой составляющей над обломками пород при преимущественном развитии щелочных полевых шпатов. Хотя первое условие и соблюдается в описываемых породах, в составе полевых шпатов резко преобладают основные олигоклазы и кислые андезины, т.е. плагиоклазы, не–



Фиг. 29. Состав обломков в песчаниках терригенной формации

характерные для нормальных гранитов. Именно поэтому автором и М.Н.Шапиро (Шапиро, Хотин, 1973) принят термин "субаркозовые песчаники".

Говоря об источниках материала песчаников терригенной формации, можно сразу исключить две группы пород – осадочную и эффузивную, так как обломки таких пород в составе песчаников крайне редки. Гипербазиты и габброиды, как не содержащие значительных количеств кварца и среднего плагиоклаза также исключены. Маловероятны как источники материала и нормальные граниты, так как они больше чем на 50% состоят из щелочных полевых шпатов. Возможно предположение о размыве массивов кварцевых диоритов и (или) плагиогранитов, где состав плагиоклаза колеблется от № 15 до № 30, иногда от № 8 до № 20 (Кузнецов, 1964), в то время как в песчаниках рассматриваемой формации преобладают плагиоклазы от № 20 до № 35. Подобный состав плагиоклазов более типичен для кварцевых диоритов, но в последних количество кварца редко превышает 20%, а среди темноцветных минералов широко развита роговая обманка. Вместе с тем при совместном размыве кварцевых диоритов и плагиогранитов на некотором расстоянии от источников сноса образующийся осадок должен быть несколько обогащен кварцем и слюдой за счет большей устойчивости первого и более быстрой транспортировки второго. Наиболее близок состав описываемых песчаников к составу плагиогнейсов, для которых по сравнению с плагиогранитами характерен несколько более основной плагиоклаз, в кристаллах которого обычно отсутствует зональность. В песчаниках часто встречаются обломки, представляющие собою агрегаты кварцевых зерен, наиболее типичные для метаморфических пород. Все эти признаки позволяют считать, что основным источником материала песчаников были именно плагиогнейсы. Наличие довольно многочисленных обломков слабо метаморфизованных пород свидетельствует, что, вероятнее всего, размывался сложный метаморфический комплекс пород. Дополнительным источником могли быть интрузии преимущественно плагиогранитового и кварц-диоритового состава.

Условия образования

Условия транспортировки и накопления осадочного материала далеко не ясны, но все же методом исключения можно прийти к определенным выводам относительно этих условий.

Прежде всего исключается континентальный и прибрежно-морской генезис этих пород ввиду исключительной однородности разреза формации, особенно в восточных ее разрезах, и полного отсутствия не только гравийно-галечного, но и грубопесчаного материала. Кроме того, терригенная формация согласно перекрывает эффузивно-туфово-кремнистую, глубина формирования которой оценивается мною в несколько километров. Правда, к началу накопления терригенной формации глубины, вероятно, уменьшились вследствие накопления

мощной толщи вулканогенно-осадочных образований. Таким образом, хотя сколько-нибудь точной оценки глубин образования песков дать нельзя, можно утверждать, что область их накопления была значительно удалена от береговой линии.

Одним из наиболее мощных агентов, поставляющих песчано-алевритовый материал в открытое море (океан), являются, как известно, суспензионные, или мутьевые, потоки. В формировании описываемой формации они, видимо, играли весьма ограниченную роль. Однородные массивные неслоистые песчаники, составляющие большую часть формации, не могли быть сформированы мутьевыми потоками, что делает вероятным предположение о том, что основным агентом транспортировки материала было сильное устойчивое однонаправленное морское течение. Характер таких течений разнообразен, но во всех случаях переносимый ими терригенный материал собирается со значительных площадей и, как правило, имеет смешанный, разнообразный в минералогическом отношении состав. Однородный состав терригенного материала следует рассматривать как исключение, связанное с большими площадями развития однородных пород в области размыва. Значительные площади развития метаморфических пород и гранитоидов приурочены в геосинклинальных областях к крупным антиклинориям или срединным массивам. Ближайшая такая структура - Срединный Камчатский массив. Но замещение песчаного материала глинистым в западной части п-ова Камчатский Мыс, по-видимому, исключает возможность переноса материала с запада, из центральных районов Камчатки. Таким образом, возможный источник сноса должен был располагаться к востоку от линии, проходящей через мыс Камчатский с юго-запада на северо-восток, т.е. в акватории Берингова моря.

В этой связи необходимо отметить следующие немаловажные обстоятельства. Все приведенные рассуждения правомерны лишь в том единственном случае, если отложения африканской серии в целом строго синхронны по возрасту верхнемеловым палеонтологически охарактеризованным вулканогенно-осадочным толщам Восточных хребтов Камчатки. Если же осадки терригенной формации африканского времени формировались несколько раньше, чем указанные отложения, поступление аркозового обломочного материала из западных районов пра-Камчатки вполне допустимо, так как, по-видимому, в это время крупным источником сноса терригенного материала служил массив метаморфических пород, небольшим останцом которого являются метаморфические породы Хавывенской возвышенности в районе п-ова Озерного ("Геология СССР", т. XXXI, ч. 1, 1964). Косвенным доказательством этого служит аркозовый (или субаркозовый) состав терригенных образований лесновской серии в северной части Срединного хребта Камчатки, подстилающей вулканогенно-кремнистые образования ирунейской серии, позднемеловой возраст которой доказан обильными находками фауны (см. гл. V). Кроме того, в конгломерато-брекчиях основания верхнемеловых отложений на п-ове Озерном, по данным С.А.Мельниковой, встречены обломки кварца, свидетельствующие о сносе аркозового материала в это время. В дополнение к сказанному следует заметить, что распространение описываемой терригенной субаркозовой формации весьма ограничено по площади и аналогов ее, как уже было сказано, в пределах Восточной Камчатки не имеется. Таким образом, не исключено, что более грубообломочные фации формации расположены западнее поля ее распространения и погребены под более молодыми отложениями.

Возвращаясь к характеристике гипотетической области сноса терригенного материала, следует подчеркнуть то обстоятельство, что интенсивный размыв глубоко метаморфизованных толщ возможен только после достаточно длительного размыва перекрывающих их слабо метаморфизованных и неметаморфизованных пород. Вместе с тем никакого терригенного материала, свидетельствующего о таком размыве, не встречено в толще эффузивно-туфово-кремнистой формации. Это означает, что размыв происходил значительно раньше накопления терригенной формации, что весьма вероятно, и что суша, служившая источником материала, не граничила непосредственно с областью осадконакопления.

ФРАНЦИСКАНСКАЯ ФОРМАЦИЯ ЗАПАДНОЙ КАЛИФОРНИИ

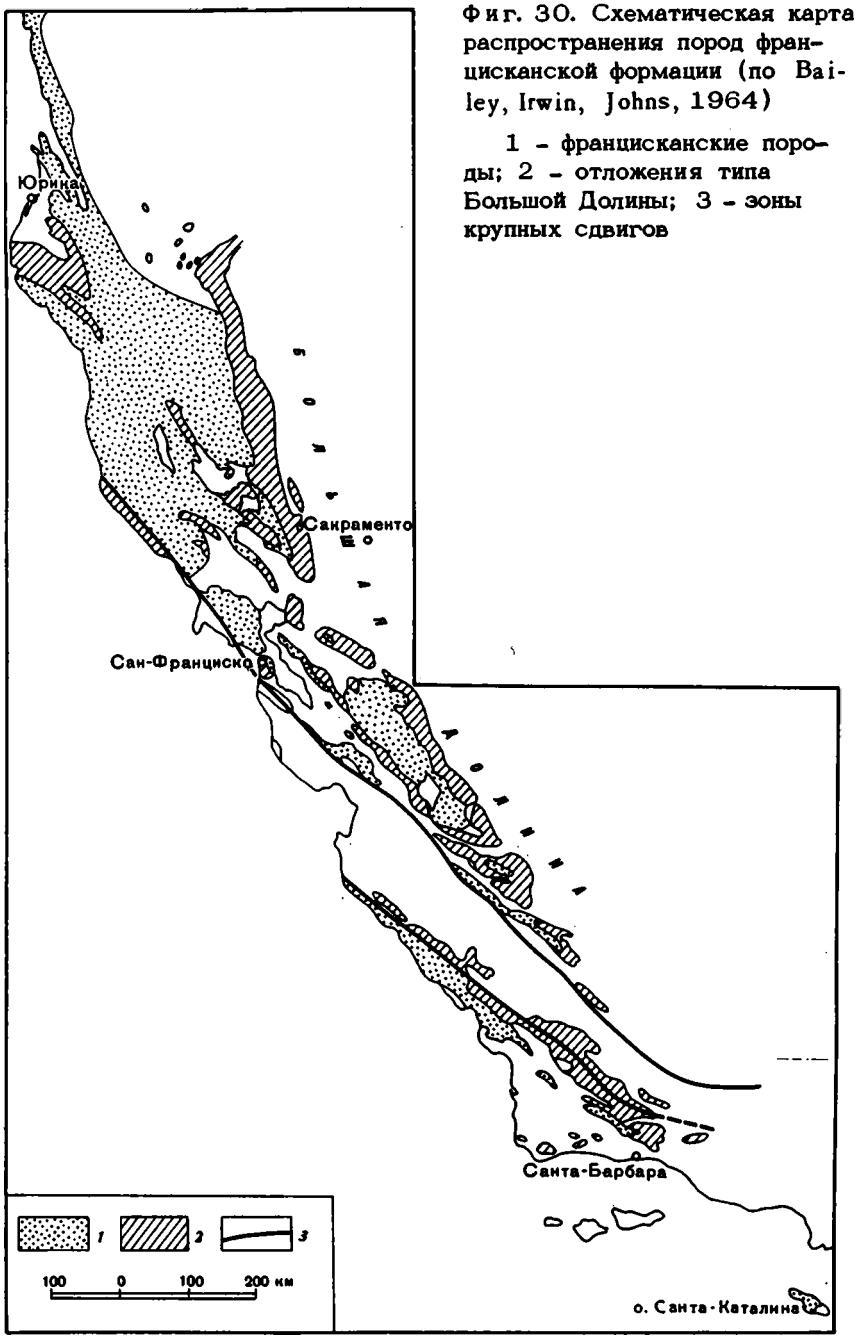
Результаты изучения верхнемеловой эффузивно-туфово-кремнистой формации Камчатского Мыса и вывод о глубоководном, океаническом, с одной стороны, и гетерогенном – с другой, ее образовании позволяют провести некоторые сопоставления с уже описанными глубоководными океаническими формациями. Сравнительная характеристика таких формаций позволяет сделать некоторые обобщения и выводы о специфических особенностях процесса глубоководного океанического вулканизма, о сходстве и различии его в зависимости от структурного положения, возраста и связей с другими одновременными геологическими процессами.

Верхнемезозойские отложения Западной Калифорнии, известные под названием "франциканская формация", или "Францискан", относятся к числу классически описанных отложений, так как изучение их оказало существенное влияние на развитие представлений о генезисе глубоководных вулканогенно-кремнистых отложений и связанных с ними проявлений и месторождений марганца. В отечественной литературе сведения о франциканской формации, по данным Н.Л. Талиаферро (Taliaferro, 1933), были впервые приведены Е.А. Соколовой, рассматривавшей эти отложения как одну из формаций, входящих в группу марганцевоносных вулканогенно-осадочных формаций калифорнийского типа.

Краткие сведения о Франциска̀не были приведены И.В. Хворовой (1968б) в работе об особенностях кремненакопления в геосинклинальных областях геологического прошлого. В журнале "Геотектоника" опубликованы две статьи Э.Г. Бейли и М.К. Блейка (1969) о тектоническом развитии Западной Калифорнии в позднем мезозое, являющиеся кратким изложением классической монографии Э.Г. Бейли, У.Р. Ирвина и Д.Л. Джонса "Франциска̀н и связанные с ним породы и их значение в геологии Западной Калифорнии" (Bailey, Irvin, Iohns, 1964). В этой работе принято понятие "франциканская эвгеосинклинальная ассамблея" (Franciscan eugeosynclinale assemblage), или "франциканский комплекс" в переводе Н.А. Богданова, что близко к представлениям о формации в понимании советских геологов. Мы будем пользоваться термином формация, выделяя в составе ее вслед за И.В. Хворовой два генетически разнородных комплекса (породные ассоциации) – терригенный и вулканогенно-яшмовый (Хворова, 1968б).

Отложения франциканской формации залегают на сложно построенном фундаменте, состоящем из метаморфических, габбровых и ультраосновных пород. Э.Г. Бейли и его коллеги придают огромное значение этому комплексу, сопоставляя его с образованиями, слагающими дно Тихого океана. Возраст франциканских отложений, по данным этих исследований, датируется как позднеюрский (титон) – позднемеловой (включая кампан). Отложения Франциска̀на прослеживаются вдоль Береговых хребтов Западной Калифорнии более чем на 1200 км при ширине полосы развития, превышающей 160 км (фиг. 30). Формация смята в изоклинальные складки северо-западного простирания и осложнена многочисленными разрывами, среди которых ведущую роль играют надвиги.

По системе крупных надвигов, имеющих очень сложное строение, франциканские отложения перекрыты песчано-глинистыми образованиями разреза



Фиг. 30. Схематическая карта распространения пород франциканской формации (по Bailey, Irwin, Johns, 1964)

1 - франциканские породы; 2 - отложения типа Большой Долины; 3 - зоны крупных сдвигов

Большой Долины, который Э.Г. Бейли и др. (Bailey, Irwin, Johns, 1964) описывают как миогеосинклинальный, а У.Р. Ирвин (Irwin, 1964) - как фации шельфа и континентального склона. По данным Э.Г. Бейли и М.К. Блейка (1969), отложения Большой Долины в западной части также располагаются на коре океанического типа.

Н.А. Богданов (1969), изучавший франциканскую формацию, пришел к выводу, что отложения подобного типа характерны для особого вида геосинклинальных прогибов, формировавшихся на океаническом ложе вблизи границы континента и океана. Такие прогибы Н.А. Богданов назвал талассогеосинклиналями.

Строение формации [1]

Основную роль в составе формации играют граувакки, переслоенные алевролитами, аргиллитами, глинистыми сланцами, редко конгломератами. В меньшей степени развиты эффузивы, туфы, кремнистые породы и известняки. Эти породы в нижней части разреза, а также вблизи или в зонах крупных нарушений метаморфизованы до цеолитовых, глаукофановых сланцев и эклогитов, а также превращены в кварц-лавсонитовые породы или в хлорит-амфиболовые зеленые сланцы. В составе формации значительную роль играют ультраосновные породы, которые либо прорывают ее, либо сопутствуют зонам крупных разломов.

Мощность отложений францисканской формации 15-16 км.

В составе формации совершенно отчетливо устанавливаются два генетически разнородных породных комплекса (ассоциации).

Комплекс обломочных, терригенных пород представляет около 90% объема формации. Он сложен среднезернистыми граувакками, содержащими различные по мощности пачки сланцев и прослои гравелитов. Граувакки в различных частях разреза формации неодинаково слоистые. Различные по мощности пласты их представлены в одних случаях массивными и грубослоистыми разностями, в других - тонкослоистыми пачками иногда ритмично переслоенных граувакк, алевролитов и глинистых сланцев. В терригенном комплексе отмечаются следы придонных течений, косая слоистость, волновая рябь, ограниченно распространенные иероглифы. По направлению следов течений было установлено, что терригенный материал сносился с севера и течения проходили вдоль простирания основной структуры Францисканского прогиба. Перенос обломочного материала осуществлялся турбидитными и флуксотурбидитными потоками. По минеральному составу среди граувакк выделяются аркозовые, полевошпатовые и литические разности, реже отмечается примесь вулканического материала. С.М. Соллиман (Solliman, 1965) выделяет тонко- и грубообломочные породы, несколько отличающиеся по составу (табл. 10).

Конгломераты, составляющие незначительную часть пород комплекса, содержат обломки гранитов, кварцевых диоритов, кварцевых порфиритов, стекловатой основной массы эффузивов, аркозовых песчаников, кварцитов, яшм, жильного кварца и пр.

Обсуждая вопрос об области сноса терригенного материала, американские геологи не приходят к общей точке зрения. С.М. Соллиман, например, приводит данные о содержании в граувакках калиевых полевых шпатов. Э.Г. Бейли и М.К. Блейк отрицают значительное их нахождение в составе обломков, делая на этом основании вывод о том, что бассейн седиментации граувакк находился на удалении от области распространения гнейсов и гранитов, богатых калиевыми полевыми шпатами.

Суммируя данные о минеральном составе граувакк, С.М. Соллиман (Solliman, 1965) приводит таблицу возможных типов пород, служивших источниками терригенного материала, и возможных областей развития этих пород (табл. 11).

Яшмово-вулканогенный комплекс составляет около 10% объема францисканской формации. Сложен он вулканическими породами, яшмами и известняками.

Вулканические породы широко распространены по всему разрезу, наиболее обычны они в основании формации и в верхнемеловой ее части. Представлены вулканические породы эффузивами и обломочными породами, трудно различимыми вследствие вторичных изменений ("гринстонами"). Выделяются эффузивные "гринстоны" только по шаровому и подушечному сложению, которое

[1] Все дальнейшее описание приводится по Э.Г. Бейли, У.Р. Ирвину и Д.Л.Джонсу (Bailey, Irwin, Johns, 1964; Бейли, Блейк, 1969) и С.М. Соллиману (Solliman, 1965).

Таблица 10

Состав обломков тонко- и грубообломочных пород

Состав обломков	Породы, %	
	тонкообломочные	грубообломочные
Обломки минералов		
Кварц	33–60	25–56
Плагиоклаз (преимущественно натровый)	8–30	8–30
Калишпат	0–3,5	1–9
Слюды	2–12	2–17
Хлорит	0,5–14	1–6
Эпидот	–	0–1,5
Сфен	0–2,5	0–1,5
Апатит	–	0–1,5
Ильменит, рутил, гематит и т.д.	1–3	0,5–4
Обломки пород		
Сланцы	0,5–7	1–12
Яшмы	0,3–7	1–20
Вулканические породы	0–10	1–12
Прочие породы	2–9	0,2–8
Цемент	7–15	8–15

Таблица 11

Типы пород и возможные области их развития (Solliman, 1965)

Обломки	Возможные исходные типы горных пород	Возможные области сноса в пределах Калифорнии
Кварц	Изверженные, осадочные и метаморфические	Неспецифический источник
Плагиоклаз (альбит)	Спилиты, кератофиры, альбитовые граниты, метаморфические породы	Горы Кламат и Боард, граниты Санта Лючия
Калиевые полевые шпаты	Кислые изверженные породы	Горы Кламат, Сьерра-Невада, горы Санта Лючия
Группа эпидота и обломки пород	Метаморфические породы	Горы Кламат
Сфен, гиперстен, гранат	Кристаллические породы	Горы Санта Лючия и Кламат
Яшмы и обломки вулканических пород	Осадочные и вулканические породы	Палеозойские отложения в горах Кламат, западная часть Сьерра-Невады

весьма характерно. Это существенным образом отличает вулканиты формации от пород эффузивно-туфово-кремнистой формации Камчатского Мыса. Очень часто во францисканской формации базальты имеют шаровое сложение по всей мощности потока, достигающей 30 м и более. Фрагментарные вулканиты состоят из обломков измененного основного стекла и обломков пузырчатых базальтов, т.е. по сути дела являются аквагенными гиалокластитами. Изредка наблюдаются диабазовые силлы и дайки. Иногда шаровые базальты и гиалокластические агломераты залегают в одном слое.

Вулканиты францисканской формации, как правило, изменены. Основные виды изменений - цеолитизация и альбитизация, что, по мнению Э.Г. Бейли и его коллег, обусловлено взаимодействием горячей лавы и морской воды.

Размеры масс вулканических пород указывают на периодичность вулканической деятельности и на разный масштаб ее проявления во времени. Вулканиты францисканской формации создают горообразные накопления, подобные некоторым гайотам, существующим в глубинах Тихого океана. Наибольшие мощности вулканических накоплений превышают 2300 м, обычно же толщи вулканических пород с незначительными прослоями яшм и обломочных пород имеют мощность до 1600 м и прослеживаются на 30 км. В одном из районов широкого развития вулканических образований указывается разрез, в котором 1000 м "агломератов" перекрывают 500 м базальтов. Иногда соотношение вулканических и осадочных пород достигает 9/1 при видимой мощности разреза 1600 м. Наибольшие площади распространения вулканических пород в формации не превышают 22 км^2. Все вулканические породы отлагались в подводных условиях.

Для шаровых лав характерно выполнение междушаровых пространств кремнистым веществом и известняком, содержащим остатки фораминифер хорошей сохранности. Вулканические брекчии, агломераты и туфы переслаиваются с граувакками, но признаков, указывающих на субаэральную обстановку эруптивной деятельности, не обнаружено. Туфы обладают корковидными структурами, что указывает на подводный характер их образования.

Базальты состоят из плагиоклаза и авгита, редко оливина, погруженных в стекловатый базис. Структуры базальтов преимущественно витрофировые, порфировидные и интергранулярные, но наблюдаются и полнокристаллические с диабазовыми структурами разности. Текстуры везикулярные и миндалекаменные. В центральных частях шаров преобладают диабазовые и субофитовые структуры, сменяющиеся к периферии вариолитовыми структурами и стекловатой нераскристаллизованной коркой. Плагиоклаз изменяется по составу от лабрадора и битовнита до альбита; альбит вторичного происхождения. Он образует гломеропорфировые срастания с интергранулярной радиально-лучистой структурой лейст в стекловатой основной массе.

Пироксены представлены преимущественно авгитом, реже субкальциевым авгитом, титан-авгитом и пижонитом. Почти всегда пироксены имеют игольчатый и радиально-лучистый габитус. Э.Г. Бейли подчеркивает, что рост кристаллов пироксена происходит в стекле, а не в расплаве. Оливин представлен только псевдоморфозами серпентина, рудные минералы - ильменитом, лейкоксеном и сфеном.

Вторичные изменения вулканитов заключаются в пумпеллиитизации пироксенов и развитии по плагиоклазам срастаний пумпеллиита с альбитом.

Измененное основное стекло - главная составная часть базальтов и основное вещество, слагающее вулканические брекчии, агломераты и туфы. Иногда стекло замещено агрегатом хлорита и нонтронита. Часто вторичные изменения так интенсивны, что определить первичную природу пород можно только по флюидальности.

Химический состав францисканских "гринстонов" приведен в табл.12. По составу вулканиты сходны с толеитовыми базальтами и только некоторые разности обогащены щелочами (натрием). По мнению Э.Г. Бейли, У.В. Ирвина и Д.Л. Джонса, существенным отличием лав формации от толеитов является повышенное содержание воды. В табл. 12 анализы расположены в порядке

Таблица 12

Химические составы эффузивов и зеленокаменноизмененных вулканитов (gree

Компонент	Диабаз	Диабаз			Диабаз	Диабазовый гринстон
		вариолитовый	стекловатый	тонкозернистый		
	1	2	3	4	5	6
SiO_2	49,08	52,89	47,8	45,3	51,28	48,19
TiO_2	1,72	1,12	3,3	2,60	1,33	1,94
Al_2O_3	14,86	13,20	12,5	13,50	15,05	13,85
Fe_2O_3	1,95	4,93	4,8	6,4	2,42	2,82
FeO	9,63	3,22	11,7	6,1	8,01	7,82
MnO	0,15	0,12	0,26	0,24	0,25	0,17
MgO	6,69	5,67	4,8	6,1	6,07	7,28
CaO	10,09	10,95	8,3	8,6	7,08	11,28
Na_2O	4,60	2,56	3,0	2,7	4,43	2,67
K_2O	0,20	0,13	0,30	1,6	0,12	0,32
H_2O^+	1,18	2,09	2,3	2,7	2,97	3,26
H_2O^-	0,28	0,25	0,36	1,0	0,39	0,15
CO_2	–	2,45	–	2,5	–	0,24
P_2O_5	0,23	0,18	0,35	0,27	0,13	0,20
Сумма	100,66	99,76	99,77	99,61	99,53	100,19

* Данные Sundius, 1930; цит. по Bailey, Irwin, Johns (1965).

** Данные Nockolds,1954; источник тот же.

возрастания количества воды в породах. Причем первые шесть анализов принадлежат массивным диабазам, а остальные – обломочным "гринстонам".

На диаграмме AFM (см. фиг. 19) фигуративные точки францисканских "гринстонов", шаровых и стекловатых лав располагаются в поле толеитовых и высокоглиноземистых разностей. И в этом они сходны с базальтами п-ова Камчатский Мыс. Однако отмеченные американскими геологами повышенные содержания щелочей по сравнению с таковыми нормальных толеитовых океанических базальтов отчетливо видны и на сравнительной диаграмме. Несколько анализов попадают непосредственно в поле щелочных оливиновых базальтов. Кроме того, францисканские эффузивы больше, чем камчатские, насыщены магнием. Группа этих пород на рассматриваемой диаграмме сдвинута в сторону MgO значительно дальше, чем крайние типы камчатских лав.

На диаграмме, предложенной К.Мурата (Murata, 1960) и отражающей нормальный ход дифференциации толеитовой магмы (см. фиг. 20), сходство и различие эффузивов выявляются еще резче. Так же как и эффузивы Камчатского Мыса, эффузивы францисканской формации отчетливо подразделяются на толеитовые и высокоглиноземистые. Э.Г.Бейли с авторами предполагают, что составы диабазов (см. табл. 12, анализы 1-6, 16), располагающиеся

stone) францисканской формации Калифорнии (по Bailey, Irwin, Iohns, 1964), вес.%

Диабаз	Базальт	Шаровая лава	Гринстон	Метагринстон	Измененный стекловатый туф	Измененный диабаз
7	8	9	10	11	12	13
46,30	46,60	48,8	49,3	46,98	44,90	46,52
1,7	2,87	2,3	1,6	–	1,84	0,92
14,4	15,28	21,0	17,3	17,07	9,94	13,76
1,9	3,98	1,6	2,6	1,85	3,10	2,23
7,3	8,17	5,25	5,5	7,02	8,82	6,84
0,18	0,08	0,12	0,14	–	0,15	0,07
9,3	5,4	3,4	3,7	8,29	14,25	9,30
10,8	10,68	6,5	10,8	12,15	9,38	12,16
2,5	2,26	4,3	3,8	2,54	1,17	1,91
0,76	0,85	1,95	0,25	0,53	0,27	0,23
3,6	3,63	3,7	3,8	4,86	4,95	5,15
0,58	0,24	0,65	0,22		0,86	0,39
–	0,06	–	–	–	0,02	0,21
0,19	0,36	0,34	0,22	0,09	0,17	0,10
99,51	100,46	99,81	99,23	101,38	99,82	99,79

вдоль линии дифференциации на диаграмме $MgO - Al_2O_3/SiO_2$, близки к среднему толеиту и отвечают составу родоначальной магмы францисканских вулканитов, но отличаются от океанических толеитов повышенным содержанием Na_2O. В группу высокоглиноземистых пород попадают шаровые и стекловатые базальты, в том числе и стекловатые корки шаровых лав, что, на мой взгляд, подчеркивает кристаллизационно-дифференционную природу группы высокоглиноземистых базальтов. Это весьма важное положение для оценки тектонической природы и камчатских, и францисканских эффузивов, так как основные петрологические концепции, как было показано, сводятся к признанию самостоятельных родоначальных толеитовой и высокоглиноземистой магм. На диаграмме $MgO - Al_2O_3/SiO_2$ хорошо видно, что даже наиболее магнезиальные разности францисканских эффузивов располагаются вдоль линии нормального хода дифференциации. Еще одна особенность рассматриваемых эффузивов состоит в несколько повышенной их щелочности по сравнению с нормальными толеитами. Средняя щелочность францисканских диабазов и базальтов формации Камчатский Мыс (см. табл. 12 и 2, анализы соответственно 16 и 13) ближе к щелочности средних спилитов и выше щелочности средних толеитов. Эффузивы формации Камчатский Мыс несколько менее глиноземисты, чем

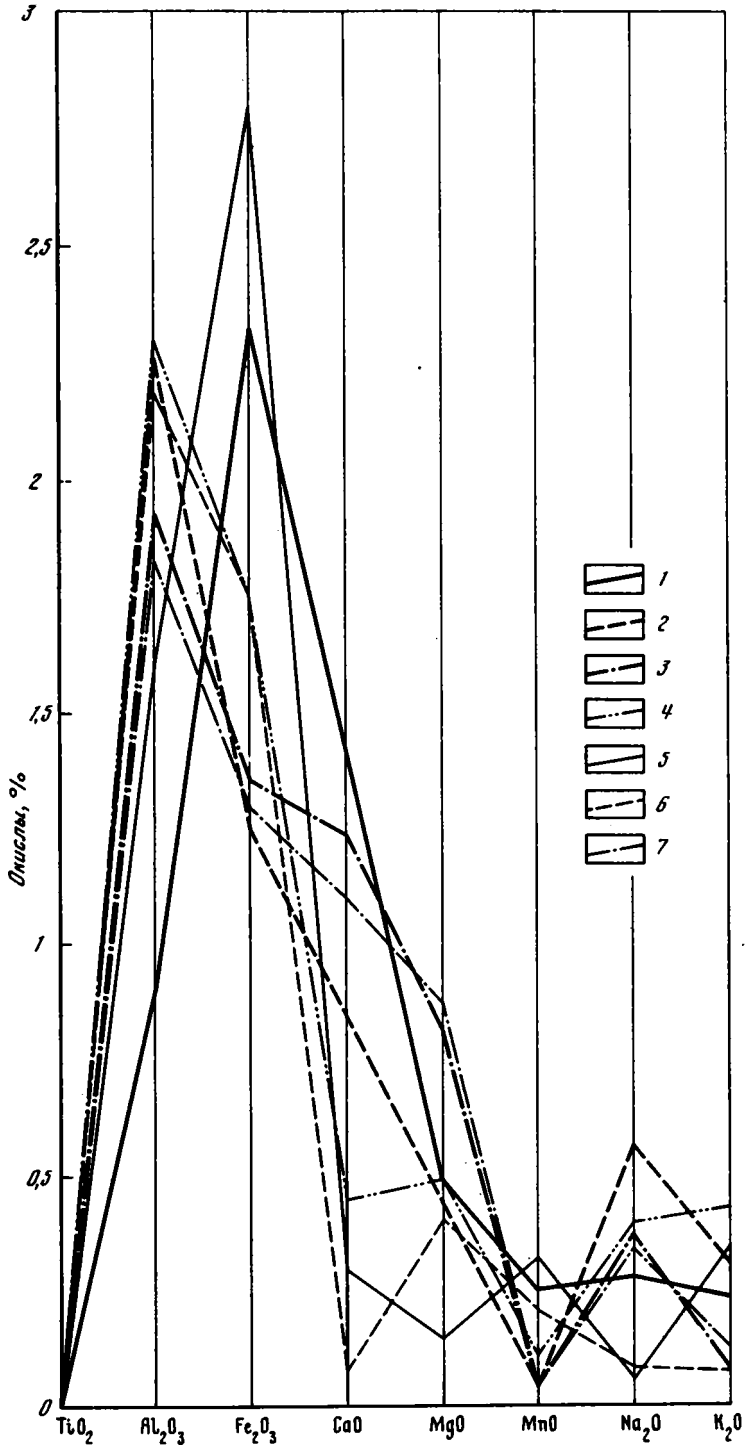
Таблица 12 (окончание)

Компонент	Туфовый гринстон		Среднее анализов 1–6	Средний спилит*	Среднее 137 нормальных толеитовых базальтов**
	14	15	16	17	18
SiO_2	45,60	43,8	49,1	51,22	50,83
TiO_2	1,6	1,5	2,0	3,32	2,03
Al_2O_3	14,0	11,4	13,8	13,66	14,07
Fe_2O_3	1,2	4,1	3,9	2,84	2,88
FeC	9,4	7,3	7,7	9,20	9,05
MnO	0,16	0,16	0,2	0,25	0,18
MgO	10,15	14,2	6,1	4,55	6,34
CaO	6,5	7,5	9,4	6,89	10,42
Na_2O	2,2	1,6	3,3	4,93	2,23
K_2O	0,21	0,07	0,4	0,75	0,82
H_2O^+	6,0	6,1	2,4	1,88	0,91
H_2O^-	0,74	1,7	0,4		–
CO_2	0,14	–	0,8	0,94	–
P_2O_5	0,15	0,15	0,2	0,29	0,23
Сумма	99,05	99,58	99,7	100,72	99,99

францисканские. Отношение K_2O/Na_2O как в тех, так и в других эффузивах всегда меньше и значительно меньше 1,0, что характерно для океанических толеитов (см. фиг. 18). Отношение Fe_2O_3/FeO во францисканских эффузивах за редким исключением всегда меньше 1,0, что характерно для толеитовых базальтов, но отличает францисканские породы от камчатских. По-видимому, степень изменения францисканских "гринстонов" значительно выше, чем в базальтах формации Камчатский Мыс, и окисное железо, как правило, восстановлено до закисного. Поэтому о первичных соотношениях окисного и закисного железа судить нельзя.

Количества суммарного железа как во францисканских вулканитах, так и в базальтах формации Камчатского Мыса близки по значению, что хорошо иллюстрирует диаграмма приведенных составов (фиг. 31). Она составлена на основе приведения количества кремнезема к его значению в какой-либо определенной породе. Этот метод пересчета предложен К.Кетнером (Ketner, 1969), использовавшим его при петрохимическом анализе ордовикских аргиллитов Кордильерской эвгеосинклинали. Графическая интерпретация предлагается мной. В данном случае химические анализы всех пород францисканской формации и формации Камчатского Мыса приведены к значению SiO_2 в камчатских яшмах. Метод К.Кетнера позволяет сопоставлять составы пород, абсолютные содержания различных окислов в которых не поддаются простому сравнению.

Придавая большое значение взаимодействию горячей извергающейся лавы с морской водой, Э.Г. Бейли, У.В. Ирвин и Д.Л. Джонс рассматривают воз-



Фиг. 31. Диаграмма сопоставления приведенных количеств окислов в породах формаций Камчатского Мыса и францисканской

формация Камчатского Мыса: 1 – яшмы, 2 – туфогенные породы, 3 – эффузивы, 4 – гиалокластиты; францисканская формация: 5 – яшмы, 6 – аргиллиты, 7 – эффузивы. Содержания окислов приведены к содержанию кремнезема в яшмах формации Камчатского Мыса

можную систему привноса–выноса различных компонентов. Для этого они изучали сравнительный состав следующего ряда: центральная часть шара – стекловатая оболочка шара – матрикс, выполняющий межшаровые пространства. Это дало возможность оценить количество вещества, выделяющегося в результате реакции лава – вода и, вероятно, послужившего источником вещества хемогенных осадков.

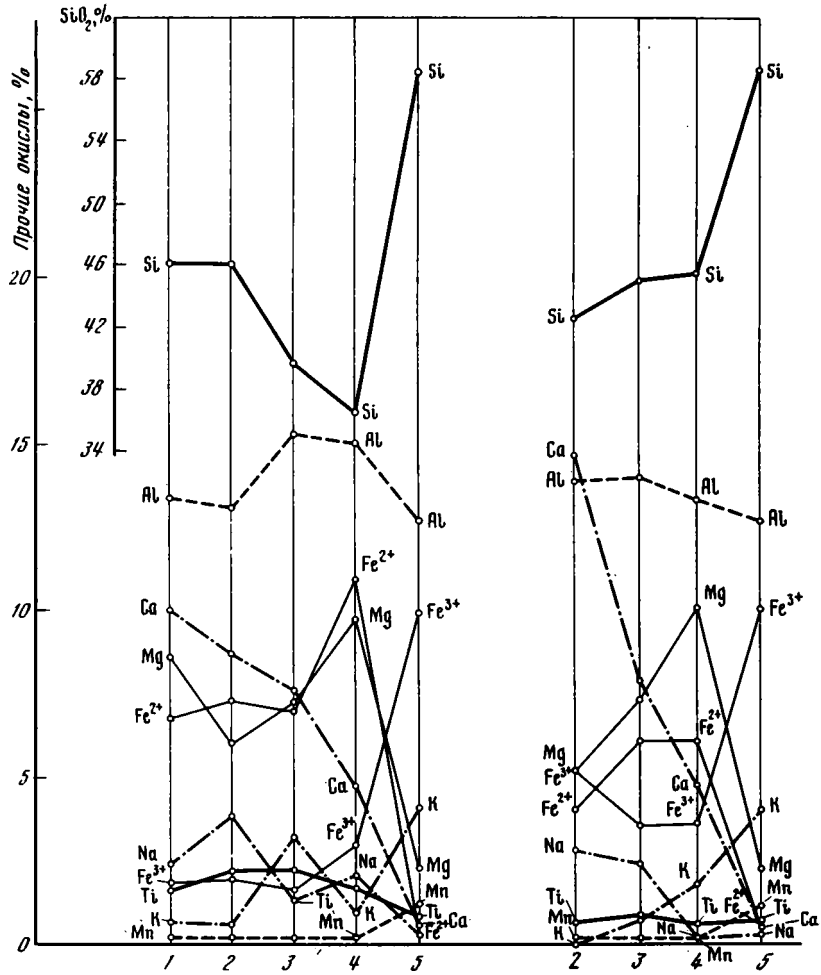
Как видно на приведенных диаграммах (фиг. 32), результаты такого исследования довольно неоднозначны. Так, в одном случае количество кремнезема уменьшается в матриксе по сравнению с базальтами, в другом – незначительно увеличивается. Количество Al_2O_3 в матриксе меньше, чем в стекловатых оболочках шаров, но в одном случае больше, чем в сердцевине шара, в другом – меньше. Так же неодинакова в этих двух приведенных примерах тенденция накопления окисного и закисного железа и щелочей. В результате этого приведенные диаграммы практически несопоставимы с аналогичной диаграммой, приведенной для вулканических пород п-ова Камчатский Мыс. Только значения CaC в стекловатых базальтах, матриксе и гиалокластитах всегда меньше, чем в раскристаллизованных базальтах обеих формаций. Количество MgO в матриксе францисканских шаровых лав всегда больше, чем в исходных породах.

Исследователи францисканской формации сделали пересчет привнесенных и вынесенных компонентов на единицу объема как в матриксе, так и в центральной части шара, используя для этого плотностные характеристики пород. Было сделано допущение, что количество MgO постоянно и не выносится во время реакции горячей лавы и морской воды. Из лавы поступает в воду большое количество кремнезема, алюминия, железа, кальция и незначительное количество натрия, а из воды привносится только дополнительное количество калия. Тем самым авторы объясняют появление в морской воде значительных концентраций таких элементов, как кремнезем и железо. Возможно, такое объяснение и правильно, но в достаточной степени гипотетично. Тем не менее постоянно наблюдаемая связь кремнистых, карбонатных и железистых пород с вулканитами реально существует и тем или иным образом нуждается в объяснении.

Как видно из рассмотрения и сравнительной характеристики францисканских "гринстонов" и эффузивов п-ова Камчатский Мыс, состав их и петрохимические особенности во многом сходны. Некоторые отмечаемые здесь различия связаны, по-видимому, с несколько различными условиями формирования вулканитов в позднем мезозое на восточной и западной окраинах Тихого океана.

Исходя из того, что все вулканические породы в составе францисканской формации делятся на преобладающие подушечные базальты (пиллоу-лавы) и находящиеся в подчиненных количествах гиалокластиты и что основные изменения в вулканитах произошли в результате реакции с морской водой, Э.Бейли и его коллеги предполагают, что вулканические аппараты францисканских извержений представляли собой вулканы центрального типа. В результате значительных давлений на устье отдельных вулканов происходили взрывные "струйные" извержения огромной мощности. Извергавшаяся лава была очень жидкой, газо- и водонасыщенной. При таком характере лавы происходило ее сильное разбрызгивание, в результате чего отдельные капли, капельки и мельчайшие частицы ювенильного материала, попадая в водную среду и приходя в соприкосновение с морской водой, моментально остекловывались с образованием тонко распыленных, взвешенных в воде стекловатых масс и корки на поверхности более крупных порций лавы. По обычным законам натяжения при этом образовывались округлые тела, создавшие преобладающие шаровые и подушечные формы вулканических пород. Американские геологи не исключают присутствия нормальных потоков лав, относительно спокойно вытекавших из жерла вулкана и растекавшихся по поверхности илистых осадков, существовавших в бассейне. Поверхность потоков в этом случае также остекловывалась, существенная часть стекловатой корки дробилась, давая начало гиалокластитовым породам.

Из образовавшихся при эксплозивных извержениях шаров со стекловатой коркой формировались накопления конусовидной формы, часто громадных размеров. Описывая эти шаровые скопления, Э.Г. Бейли с авторами отмечают следующие их особенности: размеры шаров в среднем 0,3–1,0 м при вариациях от 2,5 см до 3,0 м; шары в каждом потоке, как правило, одинакового раз-



Фиг. 32. Диаграмма, иллюстрирующая изменение химического состава пород в ряду: подушечная лава - гиалокластический матрикс - аргиллит францисканской формации (по материалам Bailey, Irwin, Johns, 1964)

1 - диабаз; 2 - ядро подушечной лавы; 3 - оболочка подушки; 4 - гиалокластический матрикс; 5 - аргиллит, связанный с яшмами.

мера; чем меньше размер шара, тем более сферичную форму он имеет. Описывая такой механизм подводных извержений, Э.Г. Бейли, У.Р. Ирвин и Д.Л. Джонс считают, что он может быть осуществлен только при значительных глубинах бассейна, так как разнос эксплозивного материала, выбрасываемого, по-видимому, со значительными начальными скоростями, невелик, о чем свидетельствуют эпизодически встречаемые в разрезе формации мощные линзовидные накопления вулканитов.

Подобный описанному механизм извержений был рассмотрен в предыдущей главе. Это исследованный Э.Бонатти (1966) в южной части Тихого океана механизм образования глубоководных гиалокластических извержений. Э.Бонатти описывает два типа извержений. При одном типе лава спокойно изливается на поверхность дна океана. Причем взаимодействию ее с водой мешает моментально образовавшаяся на поверхности потока тонкая корка стекла. Сформированные в результате этого потоки обнаруживают черты сходства с субаэральными лавами "пахоэхоэ", характерными для гавайских щитовых вулканов.

Таблица 13

Химические составы яшм францисканской формации Калифорнии (по Bailey,

Компонент	Коричнево-красная яшма	Тонкослоистая красная яшма	То же, с зелено-белой каймой	Тонкослоистая красная яшма
	1	2	3	4
SiO_2	93,54	93,5	95,6	94,7
TiO_2	-	0,04	0,06	0,06
Al_2O_3	2,26	0,96	1,1	1,1
Fe_2O_3	0,48	2,8	1,7	2,7
FeO	0,79	Следы	0,34	0,22
MnO	0,23	1,3	0,05	0,05
MgO	0,66	0,11	0,10	0,14
CaO	0,09	0,42	0,50	0,06
Na_2O	0,37	0,01	0,02	0,01
K_2O	0,51	0,08	0,26	0,37
H_2O^+	0,72	0,72	0,70	0,63
H_2O^-	0,21	0,22	0,11	0,16
P_2O_5	-	0,03	0,02	0,03
Сумма	99,86	100,19	100,86	100,23

При гиалокластических же извержениях, наоборот, наблюдается широкое активное взаимодействие горячей лавы с морской водой в период извержения.

Суммируя изложенный в предыдущей и в настоящей главах материал о характере вулканических образований в формации Камчатского Мыса и во Францискане, а также данные по глубоководному вулканизму, можно сделать вывод о том, что для глубоководного океанического вулканизма характерен особый тип извержений - гиалокластический. Он объединяет извержения как трещинного, так и центрального типов. Главным фактором, определяющим характер продуктов этого типа вулканизма, является глубина излияний от поверхности океана. Продукты гиалокластических извержений близки по составу. Во всех толщах, для которых характерен подобный рассмотренному тип вулканизма, накапливаются эффузивы, аквагенная гиалокластика, трансформированная позже в особого типа отложения, сопровождаемые кремнистыми и, возможно, карбонатными породами.

Яшмы и ассоциирующие с ними глинистые сланцы (аргиллиты) составляют около 0,5% объема францисканской формации, или примерно 5% объема яшмово-вулканогенного комплекса. Тонкослоистые яшмы широко распространены среди францисканских пород, но распределение их не случайно: они, как правило, связаны с вулканогенными породами и обычно залегают на поверхности "гринстонов" (как эффузивных, так и обломочных).

Внешний вид францисканских яшм весьма разнообразен, но все они тонкозернистые, плотные, высококремнистые, окрашенные в красные или зеленые тона породы. Преобладают красные, красно-коричневые и темно-желтые яшмы. Очень редки светло-желтые и белые разновидности.

Irwin, Johns, 1964), вес. %

Тонкослоистая красная яшма	Массивная красная яшма	Тонкослоистая зеленая яшма	Среднее анализов 2–7	Средняя яшма формации Камчатского Мыса
5	6	7		
93,0	97,4	96,5	95,1	93,16
0,12	0,03	0,08	0,06	0,12
2,0	0,47	1,5	1,2	0,86
2,4	1,3	0,34	1,9	1,51
Следы	0,26	0,38	0,2	0,53
0,40	0,02	0,03	0,31	0,20
0,13	Следы	0,16	0,11	0,42
0,11	0,05	0,17	0,22	1,38
0,11	0,01	0,11	0,04	0,28
0,41	0,04	0,26	0,24	0,24
1,0	0,55	0,65	0,61	0,84
0,26	0,07	0,15	0,16	-
0,05	0,04	0,04	0,04	0,06
99,99	100,24	100,37	100,19	99,70

Большинство яшм залегает в ассоциации с глинистыми сланцами (аргиллитами). Характерно их ритмичное переслаивание. Мощность прослоев яшм обычно 1,5–10 см, в среднем около 5 см, аргиллиты значительно тоньше, их мощность не превышает в среднем 0,6 см. Редко яшмы наблюдаются в виде массивных пластов. Такие яшмы имеют мощность до нескольких метров (максимальная мощность пачек 16,5 м) и залегают вблизи или выше пластов ритмично переслаивающихся яшм и аргиллитов.

В яшмово-аргиллитовых пластах отсутствуют даже тонкие прослои граувакк, черных аргиллитов или вулканических пород. Яшмово-аргиллитовые пачки прослеживаются на расстояние от нескольких метров до 4–5 км, в среднем на несколько сотен метров. Вариации мощности таких пачек очень велики. Крайние размеры их от нескольких метров или меньше до более чем 300 м. Однако средняя и наиболее обычная мощность не более 10 м. Отношение протяженности отдельных яшмово-аргиллитовых линз к их мощности обычно порядка 15/1. Мощные разрезы яшмово-вулканогенных пород либо состоят из нескольких линз, либо линзы разделены другими породами. Прослои яшм в пластах тонкого переслаивания разлинзованы. Отдельные линзочки их имеют уплощенную дисковидную форму с резко выклинивающимися краями, поэтому первоначальное впечатление о спокойном напластовании яшм и аргиллитов, которое отмечал в свое время Е. Девис (Davis, 1918), обманчиво. Прослои аргиллитов также имеют изменяющуюся мощность, но здесь это не так очевидно. Иногда прослои аргиллитов резко выклиниваются, а подстилающий и перекрывающий прослои яшмы сливаются в один.

Таблица 14

Химический состав аргиллитов, переслаивающихся с яшмами францисканско

Компонент	Коричнево-красный аргиллит	Красные аргиллиты			
	1	2	3	4	5
SiO_2	69,98	50,58	40,1	58,4	66,7
TiO_2	Следы	0,55	0,76	0,66	0,81
Al_2O_3	11,69	14,35	10,9	14,3	14,1
Fe_2C_3	6,23	15,64	27,6	7,4	6,5
FeO	1,08	0,65	-	-	0,58
MnO	0,49	0,36	4,8	1,4	0,10
MgO	1,29	3,08	3,5	3,3	1,6
CaO	0,38	1,77	0,53	2,0	0,05
Na_2O	0,73	0,70	0,12	1,7	0,10
K_2O	3,72	3,84	4,5	3,9	3,8
H_2O^+	2,92	5,19	4,8	3,1	4,0
H_2O^-	1,03	3,30	2,2	2,0	1,2
CO_2	-	-	0,08	-	-
P_2O_5	0,05	Следы	0,14	1,3	0,09
Сумма	99,59	100,01	100,03	99,46	99,63

Пакеты переслаивающихся яшм и аргиллитов, покрывающие "гринстоны" и перекрытые граувакками, могут выклиниваться по простиранию. Другие же линзы таких пакетов окружены со всех сторон граувакками и не обнаруживают непосредственной связи с вулканитами. С.М. Соллиман (Solliman, 1965) выделяет две разновидности францисканских яшм – яшмы, которые свя заны с "гринстонами" или же с граувакками. Все американские геологи подчеркивают, что яшмы и связанные с ними аргиллиты не смешиваются с породами граувакковой ассоциации. Обломки пород и минералов, слагающие граувакки и ассоциирующие с ними породы, не встречаются в составе яшм, и только в незначительном количестве в аргиллитах наблюдаются мельчайшие разбросанные угловатые обломки кварца, полевого шпата и хлорита. В яшмово-аргиллитовых пластах отмечаются текстуры подводных оползаний.

Яшмы обычно пронизаны мельчайшей сеткой трещин, выполненных кварцем, при этом характерно, что кварцевые трещинки не продолжаются из прослоев яшмы в прослои аргиллита. Некоторые разности яшм содержат значительное количество радиолярий, поэтому иногда их описывали как радиоляриевые яшмы но в среднем радиолярии составляют не более 10% породы. В аргиллитах радиолярии также наблюдаются постоянно, но в них они не так обильны.

формации Калифорнии (по Bailey, Irwin, Johns, 1964), вес.%

Зеленые аргиллиты		Среднее			
		анализов 3–7	граувакковых аргиллитов Францискана	красных аргиллитов (гиалокластитов) формации Камчатского мыса	красных аргиллитов о.Тимор
6	7				
60,9	66,3	58,5	63,2	55,30	59,93
0,92	0,76	0,78	0,71	0,92	0,76
13,1	15,9	13,7	15,7	14,83	16,99
9,2	3,3	10,8	1,3	11,02	7,68
1,0	0,96	0,33	4,7	0,37	0,01
0,11	0,08	1,30	0,08	0,58	0,71
2,3	1,8	2,5	3,0	3,31	1,96
–	0,05	0,53	1,5	3,21	0,75
0,08	0,18	0,44	2,1	2,64	1,49
4,9	4,9	4,40	2,4	2,72	3,96
4,6	4,3	4,2	3,7	2,88	4,68
2,0	1,3	1,8	0,52	1,36	
–	–	–	–	0,12	–
0,14	0,27	0,38	0,18	0,35	0,14
99,25	100,13	99,66	99,08	99,61	99,06

Сложены яшмы тонкозернистым агрегатом кварца и халцедона, окрашенных распыленными окислами железа. Кремниевые раковины радиолярий не содержат железа и выделяются на фоне основной массы породы. Обломочных зерен кварца и полевых шпатов не установлено, только изредка наблюдаются единичные остроугольные обломки светло-коричневого минерала, который авторы считают измененным основным стеклом.

Химические анализы яшм приведены в табл. 13. Содержание кремнезема в них выше, чем в яшмах п-ова Камчатский Мыс, и изменяется от 93 до 97%. Большая часть остатка приходится на глинозем и окисное железо, что связывают с привносом материала из ассоциирующих с яшмами аргиллитов.

Отношение Al_2O_3/SiO_2 (см. фиг. 26) несколько выше, чем у африканских яшм, а содержание K_2O всегда значительно превышает количество Na_2O, что существенно отличает франциканские яшмы от африканских (см. фиг. 31). Резко отличаются яшмы также по количеству CaO, которой в африканских породах значительно больше. Повышенное содержание Al_2O_3 и K_2O во франциканских породах следует отнести за счет примеси терригенного материала, хотя она в яшмах и не устанавливается петрографически. Однако

это не совсем так, что подтверждается изучением аргиллитов, ассоциирующих с яшмами.

Э.Г.Бейли, У.Р. Ирвин, Д.Л. Джонс (Bailey, Irwin, Johns, 1964) показали, что эти аргиллиты довольно отчетливо отличаются от аргиллитов (или сланцев), широко распространенных в граувакковой ассоциации Францискана. Прежде всего они отличаются по цвету, что связано с обилием гетита и гематита. Рентгеноструктурный анализ аргиллитов из яшмовой ассоциации показал существование в них значительного количества слюды, умеренного количества хлоритоподобного минерала и кварца, а также гетита и гематита. Кроме того, петрографически установлена примесь мелких обломков измененного основного стекла. Химический состав аргиллитов из яшмовой ассоциации Францискана (табл. 14) показывает, что они коренным образом отличаются от аргиллитов граувакковой ассоциации. Прежде всего в первых необычайно высоко отношение K_2O/Na_2O, которое всегда много больше 1,0 и даже 10,0, в то время как во вторых породах это отношение близко к 1,0. Столь же резко разнится в этих двух видах аргиллитов отношение Fe_2O_3/ /FeO, которое в аргиллитах из яшмово-вулканогенной ассоциации много больше 1,0, а в аргиллитах из граувакковой ассоциации всегда меньше 1,0. Как видно из приведенного сопоставления, терригенный материал, составляющий подавляющую часть францисканской формации, не играет значительной роли в составе осадочных пород яшмово-вулканогенной ассоциации. Особенности состава ее можно объяснить только характером вулканического процесса.

Достаточно хорошо сопоставимы по петрохимическому составу аргиллиты из яшмовой формации Францискана с красными гиалокластитами из эффузивно-туфово-кремнистой формации п-ова Камчатский Мыс (см. фиг. 25 и 32) и с другими рассмотренными красными аргиллитами, а также с красными глинами современного океана. К этим последним я вернусь еще в специальной главе.

Содержание кремнезема в красных аргиллитах указанных формаций колеблется в довольно широких пределах, но в среднем оно 55-60%. При этом, как показывают результаты рентгеноструктурного анализа, некоторая часть SiO_2 всегда представлена свободным кремнеземом. Наиболее высокое содержание как общего кремнезема, так и свободного обнаруживают красные аргиллиты францисканской формации . Это хорошо согласуется с геологическими данными об относительных количествах яшм и аргиллитов в составе различных формаций. Во францисканской формации яшмы преобладают над аргиллитами, тогда как в формациях Камчатского Мыса и Wia Bay о. Тимор (El-Wakeel, Riley, 1961) преобладают гиалокластиты. Наименьшее количество яшм в ассоциации с красными аргиллитами содержится в формации Камчатского Мыса.

Отношение K_2O/Na_2O во всех рассматриваемых породах примерно одинаково, что очень существенно, если принять во внимание совершенно различные условия формирования рассматриваемых толщ.

Отношение K_2O/Na_2O наиболее высоко у францисканских аргиллитов, средние значения характерны для аргиллитов о. Тимор, а в аргиллитах п-ова Камчатский Мыс это отношение близко к 1,0 и даже меньше. Отношение Fe_2O_3/FeO (см. фиг. 18) наиболее высокое у пород о. Тимор, а наиболее низкое у францисканских. Но это отношение всегда больше 1,0, а в аргиллитах о. Тимор количество FeO в некоторых образцах равно нулю.

Характерно для красных аргиллитов всех рассматриваемых формаций и одинаково повышенное содержание MnO. Аргиллиты п-ова Камчатский Мыс отличают значительно более высокие содержания CaO и MgO.

Все рассмотренные особенности химизма красных аргиллитов хорошо согласуются с петрохимическими особенностями эффузивов, с которыми они связаны генетически. Так, выше было показано, что эффузивы и гиалокластиты францисканской формации имеют повышенное содержание алюминия, натрия, а эффузивы п-ова Камчатский Мыс - кальция. Это отличает их от океанических толеитов. Если сравнить тенденцию накопления элементов в аргил-

литах Францискана с таковой в шаровых базальтах и их матриксе, то нетрудно увидеть определенное сходство с тем, что мы видели при анализе пород эффузивно-аргиллитовой ассоциации в эффузивно-туфово-кремнистой формации. Резко увеличивается количество кремнезема, выносимого из базальтов. Глинозема в аргиллитах меньше, чем в базальтах, так же как в железистых гиалокластитах формации Камчатского Мыса. Резко уменьшается в аргиллитах по сравнению с базальтами количество FeO, MgO, CaO, Na_2O и TiO_2. Причем количество CaO и Na_2O уменьшается прогрессивно от центра шара через стекловатую оболочку и матрикс к аргиллитам. Непонятным остается, почему количество закисного железа и MgO в матриксе базальтов резко увеличивается, а в аргиллитах столь же резко уменьшается. Аналогично тому, что мы наблюдали в породах п-ова Камчатский Мыс, в аргиллитах по сравнению с базальтами значительно возрастает содержание окисного железа, K_2O и MnO. Сколько-нибудь однозначные выводы из анализа изложенных материалов сделать трудно. По-видимому, необходимы дополнительные исследования системы привнос-вынос при подводных извержениях. Но одно можно отметить вполне определенно, что аргиллиты, входящие в яшмово-вулканогенную ассоциацию, так же как красные железистые гиалокластиты формации Камчатского Мыса, генетически связаны с эффузивным процессом.

Полагая, что основная часть вещества, из которого состоят яшмы и аргиллиты францисканской формации, является результатом реакции излившейся лавы с морской водой, Э.Г. Бейли и его коллеги считают, что переслаивание столь разнообразных по внешнему облику пород произошло в результате сегрегации вещества под действием огромного гидростатического давления толщи воды.

Известняки в яшмово-вулканическом комплексе францисканской формации составляют менее 0,1% объема всех осадочных пород. Наблюдаются они эпизодически, но всегда в связи с вулканическими породами. Известняки слагают линзы и разлинзованные прослои. Длина таких линз от 0,3 до 1,5 км при мощности от нескольких метров до 130 м. Среди известняков выделяются два типа - белые и серые массивные или массивно-слоистые известняки типа Калера (Calera) и тонкослоистые красные известняки типа Лаутонвиль (Laytonville). "Калера"-известняки в большинстве своем слагают мощные линзы и пласты. Наиболее существенная их черта - большое количество органогенных (фораминиферовых) и органогенно-детритовых разностей. Почти всегда известняки этого типа содержат включения темноцветных яшм, иногда неравномерно переслаиваются с ними. Широко распространены также оолитовые известняки. В последних центральные части оолитов сложены либо скелетами фораминифер, либо терригенными обломками, заключенными в кальцитовый матрикс.

"Лаутонвильские" известняки красные, они тонко переслоены красными яшмами, мощность их редко достигает 30 м. Красный цвет известняков обусловлен наличием большого количества (иногда до 40%) окисного железа, обычно гетита.

Химический состав "лаутонвильских" известняков и известняков формации Камчатского Мыса приведен в табл. 7. Францисканские известняки - высококарбонатные породы: содержание $CaCO_3$ в них достигает 90% и более. Кроме кальцита отмечается $MnCO_3$. В отличие от известняков формации Камчатского Мыса францисканские известняки не содержат MgO, значительно меньше в них FeO. Минералогически нерастворимый остаток по данным петрографии и рентгеноструктурного анализа содержит кварц, неопределимые минеральные обломки (пылевидные), пирит, гранат, барит, органическое вещество, лимонит. Высокая химическая чистота известняков, по мнению исследователей францисканской формации, является признаком большой скорости их накопления. Э.Г. Бейли и его коллеги сопоставляют известняки Францискана с известняками п-ова Олимпик, изученными Ч.Ф. Парком (Park, 1946), который предполагал хемогенное происхождение известняков в этом районе за счет подводного вулканизма, при выносе CaO в результате деятельности подводных фумарол, освобождения CO_2 и разогрева воды.

Условия образования

По данным Э.Г. Бейли и М.К. Блейка (1969), область накопления францисканской формации первоначально представляла собой океаническое дно, покрытое маломощным осадочным чехлом. В конце юры и начале мела эта область была разделена подводным хребтом на два вытянутых линейных прогиба, в которых накапливались мощные терригенные толщи. В западном прогибе (францисканском) процессы седиментации сопровождались периодическими подводными извержениями, в результате чего произошло смешение аллохтонного терригенного материала и автохтонного – вулканогенно-хемогенного. Источником терригенного материала для францисканских отложений служили поднятия гор Кламат и Сьерра-Невады, где в это время были обнажены доневадийские гранитоидные и метаморфические породы. Кроме того, петрографическое изучение граувакк показало наличие источников питания к западу от области осадконакопления, поставляющих в бассейн вулканический материал. Интересно отметить, что, по данным Э.Бейли, В.Ирвина, Д.Джонса (Bailey, Irwin, Johns, 1964), основная область развития терригенных пород располагается ближе к побережью Калифорнии, чем к Сьерра-Неваде. В связи с этим возникает необходимость дополнительного выяснения источников терригенного сноса, так как появляется возможность предполагать наличие области сноса в акватории современного Тихого океана. Указанные исследователи такого объяснения, по-видимому, не предполагают.

Представления о палеогеографической обстановке во время формирования францисканской формации менялись по мере накопления геологических знаний и материалов по строению формации. Так, Е.Ф. Девис (Devis, 1918) полагал бассейн седиментации мелководным, обосновывая это тем, что францисканские граувакки являются континентальными осадками. Современные представления о глубинности францисканского бассейна базируются в основном на трех положениях.

1. Структурные и текстурные признаки францисканских граувакк позволяют американским геологам отнести их к отложениям турбидитных и флуксотурбидитных потоков, которые, по современным данным, основанным на изучении морских и океанических осадков, считаются специфическими агентами транспортировки в глубоководных условиях. С этим согласуется наблюдение об отсутствии в отложениях остатков бентоносной фауны.

2. Особенности вулканизма Э.Бейли с соавторами связывают с сильными струевыми подводными эрупциями аппаратов центрального типа. Высота таких струй, судя по данным современных лавовых фонтанных извержений, может быть весьма значительной и достигать нескольких сотен метров (Ритман, 1964). Учитывая мощность (силу) францисканских извержений, следует предположить значительную глубину бассейна, чтобы извержения не достигали поверхности океана. Кроме того, косвенным свидетельством глубины вулканической деятельности может быть высота вулканических построек, которая, по данным исследователей францисканской формации, сопоставима с высотой подводных вулканических гор на дне Тихого океана.

3. Большое гидростатическое давление столба воды, что обусловило формирование специфического облика пород – яшм и аргиллитов. К этому можно добавить, что все особенности формирования эффузивов, яшм и специфических гиалокластитов, рассмотренные в последних двух главах, связаны с большими глубинами древнего океана, определившими особый тип вулканической деятельности.

Э.Г. Бейли, У.Р. Ирвин и Д.Л. Джонс особо рассматривают условия образования органогенных известняков типа "Калера", которые, судя по всему, отлагались в мелководной обстановке на вершинах вулканических построек в периоды затухания эруптивной деятельности. Их "высотным" положением кроме всего прочего может быть объяснена химическая чистота известняков. Органогенно-детритовые и оолитовые известняки скорее всего образованы переотложенным материалом, принесенным из мелководных участков.

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ДРЕВНЕГО ВУЛКАНОГЕННОГО ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ И НЕКОТОРЫХ ГЛУБОКОВОДНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ТИХОГО ОКЕАНА

Правильному пониманию вулканических процессов, происходивших в позднем мезозое на некоторых океанических участках, где отлагались формации Камчатского Мыса, францисканской и Wia Bay о. Тимор, может помочь сравнение этих во многом сходных отложений с глубоководными осадками, покрывающими обширные пространства современного Тихого океана.

В связи с интенсивно развивающимся, особенно в последнее десятилетие, изучением геологического строения океанов накопилось большое количество данных о составе океанических осадков и условиях их формирования.

Не затрагивая всех проблем современной океанической седиментации, рассмотрим только некоторые вопросы, связанные с вулканогенным осадкообразованием в северной половине Тихого океана. Современная вулканическая деятельность сосредоточена в основном на островных дугах, обрамляющих Тихий океан, и вулканических островах, развитых в центральных его частях. Интенсивный наземный вулканизм широко проявлен на Аляске, Алеутских островах, Камчатке, островах Курильской гряды, Японии и Гавайского архипелага. Подводные вулканы, по данным П.Л. Безрукова и других исследователей (Безруков и др., 1961), известны к югу от Японии и в районе Курильских и Алеутских островов. В центральных частях океана (за исключением района Гавайских островов), несмотря на наличие вулканического рельефа, современная подводная вулканическая деятельность почти отсутствует.

Г.У. Менард (1966) считает, что в океане подводный вулканизм наиболее интенсивным был в мезозойское и раннекайнозойское время. По данным этого исследователя, в мезозое в северо-западной части Тихого океана существовала большая группа активных вулканов. К концу мелового периода большая их часть представляла крупные вулканические острова, позднее погрузившиеся до уровня моря. Островной вулканизм продолжался неопределенное время и сменился подводным, действовавшим еще некоторое время. Оценивая общий объем вулканических проявлений в океане , Г.У. Менард (1966) приводит примерный подсчет продуктов вулканизма, образовавшихся в мезозое и кайнозое. По этим данным получается, что интенсивность вулканизма в океане была по крайней мере в несколько сотен раз выше средней интенсивности вулканизма на материках. Состав вулканитов, по Г.У. Менарду, в основном соответствует излияниям платобазальтов на платформах.

Обобщение материалов по подводному вулканизму, проведенное К.К. Зеленовым (1963, 1972), также свидетельствует о значительно более мощных процессах вулканизма в океанах по сравнению с материковыми областями.

Исходя из сказанного можно предположить значительное количество материала, поступившего в океан в результате вулканических процессов и принявшего участие в строении осадочного чехла океанического ложа.

При изучении современного вулканического процесса и количества материала, поставляемого наземными эксплозиями, некоторые исследователи (Гущенко, 1965, 1966; Мархинин, 1967; и др.) подсчитали примерное соотношение вулканического материала, участвующего в строении континентальных и морских отложений.

Так, И.И. Гущенко (1965) рассмотрел, например, объем и распределение вулканического материала извержений Северной Камчатки. Ему удалось выяснить, что на формирование грубообломочной пирокластической фации (в радиусе до 80 км от центров извержений) приходится лишь 7% изверженного вулканами материала, тогда как 93% его составляют пепловые отложения. В результате мобильности пеплового материала, по данным И.И. Гущенко, 50% всего количества пирокластики отложилось в Охотском море и в примыкающей к побережью Камчатки части Тихого океана, 43% пошло на формирование континентальных отложений.

Распределение в океанических пространствах огромного количества пирокластического материала, поступающего из наземных вулканов, крайне неравномерно. Основная часть этого материала оседает в прибрежных зонах островных дуг и вулканических архипелагов и только незначительное количество, перенесенное от побережий в глубь океана течениями, подводными потоками и по воздуху, по-видимому, участвует в строении осадочного чехла центральных районов океана. Об этом свидетельствуют карты, составленные океанологами. Отмечая климатическую зональность вулканических осадков, составители карт (Безруков и др., 1961; Безруков, Мурдмаа, 1971) однозначно связывают распределение вулканических (пирокластогенных) осадков только с прибрежными частями областей активного вулканизма.

Широко развитый активный подводный вулканизм центральных областей Тихого океана, существовавший преимущественно в мезозое и кайнозое, превышал в сотни раз интенсивность вулканизма в островных дугах. Он явился источником огромного количества вулканического материала, участвующего в строении осадочного чехла (Менард, 1966). Правда, по данным Г.У. Менарда, материал подводной вулканической деятельности в основном эффузивный.

Описывая источники формирования минерального состава глубоководных океанических осадков, В.П. Петелин (1960) выделяет *аллохтонные* компоненты осадков, перемещенные в морской водоем извне, и *автохтонные*, образовавшиеся тем или иным путем в самом водоеме. К аллохтонному типу вулканогенного материала в глубоководных осадках В.П. Петелин относит эксплозивный материал подводных вулканических извержений на континентальных и океанических платформах, срединноокеанических и геосинклинальных орогенических поясах. При этом В.П. Петелин (1960, стр. 210) считает, что "поступление в осадки аллохтонного вулканогенного материала с вулканических островов центральных частей океанов заметно главным образом в случаях извержений щелочных лав или при фреатических взрывах", так как, по данным А. Ритмана (1964), коэффициент эксплозивности тихоокеанских вулканов равен 1–3% и возрастает с повышением щелочности изверженных продуктов. Ареал распространения рассеянного пирокластического материала практически не ограничен, однако концентрации его могут наблюдаться на расстояниях 1000 км и более от очагов извержения. Кроме того, В.П. Петелин отмечает значительную роль в составе аллохтонных океанических осадков вулкано-терригенного компонента, образованного в результате разрушения и перемещения различными агентами продуктов деятельности вулканов.

Среди автохтонных компонентов глубоководных осадков В.П. Петелин выделяет субаквальный пирокластический и гиалокластический материал, который генетически связан с вулканизмом центральных частей океанов. "Подводная пирокластика центральноокеанских вулканов отличается тем, что в составе ее большую роль играют палагониты, образующиеся при гидратации базальтового стекла. Последние наиболее широко распространены в Тихом океане, что, по-видимому, характеризует его относительно повышенную подводную базальтовую вулканическую деятельность" (Петелин, 1960, стр. 214). Оценивая с этой точки зрения состав пелагических глубоководных осадков, В.П. Петелин (1960) отмечает преобладающую роль в них вулканогенного автохтонного материала, так как, по его мнению, поступление терригенного материала в эти области крайне ограниченно, а вулканизм развит широко.

Э. Бонатти, описывая механизм глубоководного вулканизма в южной части Тихого океана, отмечает, что "гиалокластический вулканизм оказывает сильное влияние на химию и минералогию районов, прилегающих к месту вулканической активности. Самые тонкие гиалокластические обломки рассеиваются по большой площади дна океана вокруг материнского вулкана и постепенно изменяются под действием морской воды, образуя цеолиты и минералы глин. Эти минералы являются фактически главными компонентами пелагических осадков..." (Бонатти, 1966, стр. 53).

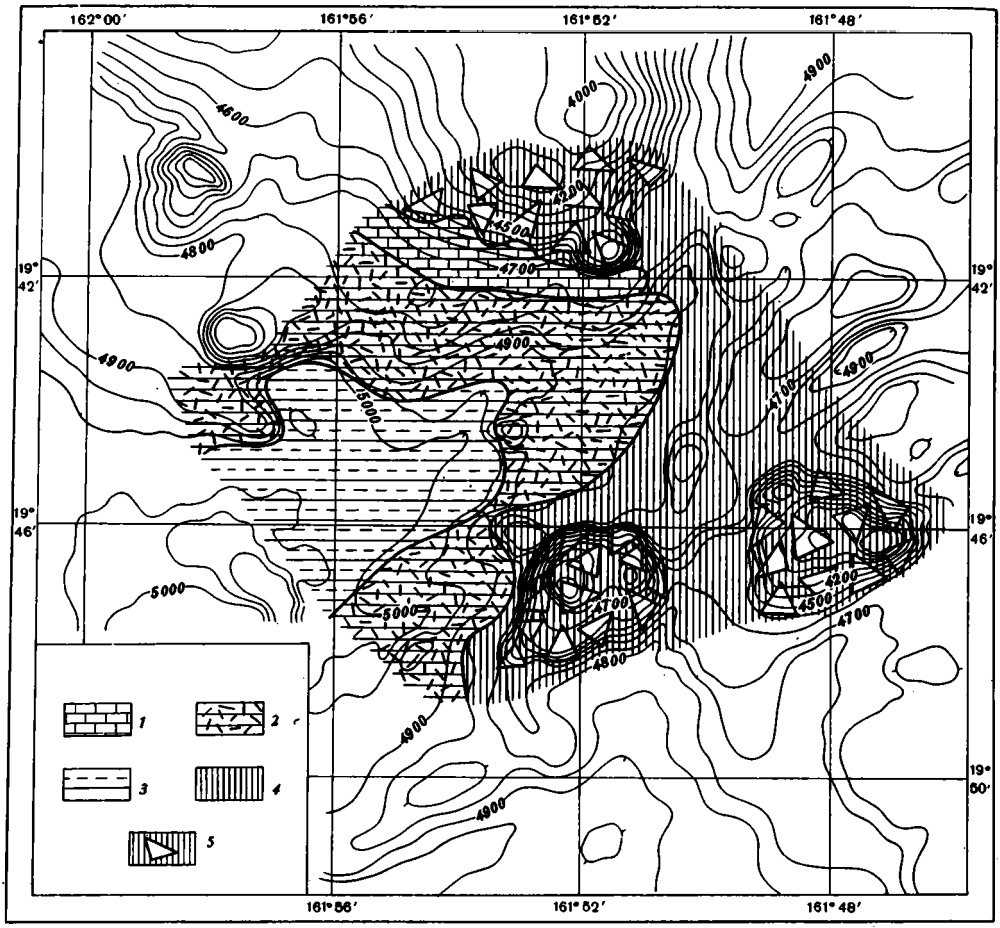
К таким же выводам приходят И.О. Мурдмаа, В.П. Петелин и Н.С. Скорнякова (1970, стр. 53), которые считают, что "только в определенных частях пелагических областей океанов, где в силу сочетания различных экзогенных условий темпы накопления биогенного и терригенного материала чрезвычайно замедлены, можно наблюдать господство вулканогенных продуктов в сложении пелагических осадков на обширных площадях котловин. В этих условиях локальные участки продуктов разновозрастных извержений, оставаясь длительное время незахороненными, сливаются в общие поля измененного вулканического материала".

Наиболее широко распространены в пелагических районах океана бескарбонатные глинистые осадки, получившие очень давно (Murray, Renard, 1891) название "красные глины" ("red clay").

Рассмотрим кратко основные сведения о строении этих осадков, так как они во многом сходны с аргиллитоподобными железистыми гиалокластитами, составляющими значительный объем эффузивно-туфово-кремнистой формации Камчатского Мыса, и, по-видимому, присутствуют во францисканской формации. Распространение пелагических глин, довольно полно изученных И.О. Мурдмаа, В.П. Петелиным, Н.С. Скорняковой и другими океанологами (Скорнякова, Мурдмаа, 1968; Мурдмаа, Петелин, Скорнякова, 1970; Скорнякова и др., 1971), подчинено батиметрической зональности и гидродинамическому режиму океана. Даже в областях наиболее широкого развития пелагические глины не образуют сплошного покрова. Вокруг вулканических центров глинистые осадки сменяются комплексом вулканических осадков. Из-за резкой расчлененности вулканического рельефа на абиссальных равнинах океана осадки имеют прерывистое и пятнистое строение. Все указанные исследователи отмечают, что пелагические красные глины залегают только на глубинах, где невозможно карбонатонакопление, т.е. ниже критической глубины карбонатонакопления (4,5-4,7 км). Важно также и то, что пелагические глины образуются только в зонах с низкой биологической продуктивностью вод океана, вне поясов биогенного кремненакопления. С карбонатными, кремнистыми и терригенными осадками пелагические красные глины имеют фациальные взаимоотношения.

Сами пелагические глины неоднородны и имеют весьма пестрый литологический состав. Н.С. Скорнякова и И.О. Мурдмаа (1968) выделяют среди них три основных литолого-фациальных типа: эвпелагические, пелагические переходного типа и цеолитовые глины, полагая, что фациальная изменчивость связана с циркумконтинентальной и широтной зональностью осадкообразования, а также с локальным поступлением вулканогенного материала. В этом отношении весьма характерен участок дна Тихого океана, детально описанный Н.С. Скорняковой, И.О. Мурдмаа, З.Н. Горбуновой и Н.Л.Зенкевичем (1971). На этом участке (фиг. 33), расположенном на юго-западном склоне подводного поднятия островов Кука (южных) - Тубуан, эвпелагические глины (собственно "красные глины") фациально сочетаются с мергелистой глиной, палагонитовой цеолитовой глиной, гиалокластическим палагонитовым туфом и туфобрекчиями. Вершины и склоны подводных гор сложены вулканическими породами, туфами и туфобрекчиями. Ниже по склонам палагонитовые туфы начинают переслаиваться с эвпелагическими глинами и спускаются на дно ложбины, которая покрыта осадками мощностью несколько метров.

Эвпелагические глины, фациально замещающие палагонитовые туфы, также фациально изменчивы, что объясняется большей или меньшей примесью тонко-



Фиг. 33. Схема распределения осадков на одном из полигонов в Тихом океане (по Скорняковой и др., 1971)

1 – мергелистая глина; 2 – палагонитово-цеолитовая глина; 3 – эвпелагическая глина; 4 – гиалокластический палагонитовый туф; 5 – туфобрекчия

зернистого вулканокластического материала в удалении от вулканических центров. Глинистые минералы представлены смешанно-слойными иллит-монтмориллонитом, монтмориллонитом и смешанно-слойным хлоритом. В составе алевритовой фракции эвпелагических глин преобладают: бесцветное вулканическое стекло (14,2-53,1%), литические пепловые обломки (9,7-36,9%), палагонит (7,3-42,0%), плагиоклаз (2,4-9,74%) и цеолиты (1,3-61,8%), в тяжелой фракции осадков обнаружены пироксены, оливин, магнетит, эпидот и амфиболы.

Возраст глин позднеэоценовый – олигоценовый.

Палагонит обладает гранулированным сложением. Это шаровидные и овальные зерна желтовато-коричневого цвета, изотропные, с высоким показателем преломления. Указанные авторы отмечают, что шаровидные и овальные обособления палагонита иногда обнаруживаются внутри обломков гаилобазальта и, по-видимому, представляют собой подобие сферолитовых образований.

Сходную с описанной картину строения стекловатых базальтов и овально-шарикового строения железистых гиалокластитов мы наблюдали в формации Камчатского Мыса (см. табл. IV, X, XI).

Авторы приведенного описания считают, что эвпелагические глины накапливались за счет привноса тонкого вулканокластического и глинистого мине-

рала со стороны островов, что сочеталось с местной подводной вулканической деятельностью. Характер этой деятельности, по моему мнению, можно отнести к гиалокластическому типу, описанному Э. Бонатти (1966).

Подобную этой картину происхождения можно представить и для железистых гиалокластитов формации Камчатского Мыса.

Сходство состава древних "красных глин" (аргиллитов, железистых гиалокластитов), связанных с глубоководным вулканизмом, и красных глин современного океана подтверждается и сравнением результатов термического и химического анализов.

Результаты дифференциального термического анализа глубоководных красных глин, приведенные в работе С.Эл-Векила и Дж. Райли (El-Wakeel, Riley, 1961), уже рассматривались (см. фиг. 15). Сходство кривых несомненно, что при условии выше рассмотренного состава современных пелагических глин дает право говорить о преимущественно палагонитовом составе железистых гиалокластитов в океанических формациях прошлого.

Петрохимическое изучение пелагических красных глин было проведено С.Эл-Векилом и Дж. Райли (1965). Их данные свидетельствуют о большом сходстве химического состава древних красных аргиллитов (гиалокластитов) и океанических красных глин.

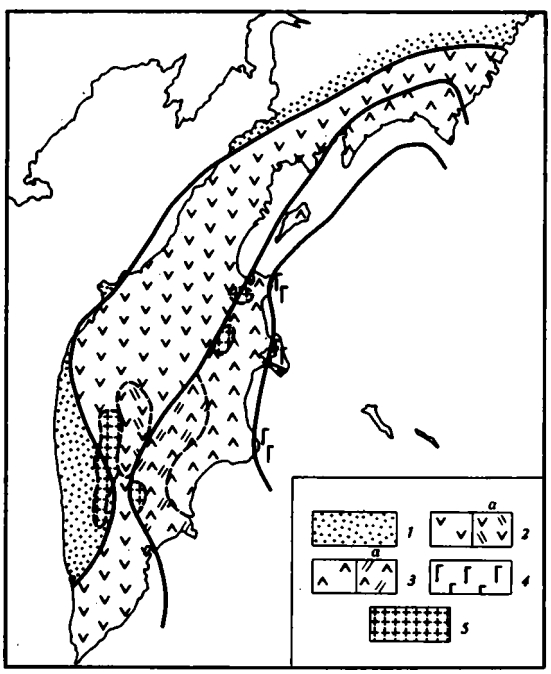
На диаграмме K_2O/Na_2O–Fe_2O_3/FeO (см. фиг. 18) хорошо видно, что древние гиалокластиты содержат значительно больше железа в окисной форме, чем в закисной, а в отдельных случаях закисное железо в них вовсе отсутствует. Характерно для океанических осадков постоянное преобладание K_2O над Na_2C, что С. Эл-Векил и Дж. Райли относят за счет наличия в породах иллита. Однако отношение K_2O/Na_2O в аргиллитах францисканской формации много выше, хотя большого количества слюды в них не отмечено. Повышенное содержание K_2O Э. Бейли и другие (Bailey, Irwin, Johns, 1964) объясняют характером и условиями протекания обменных реакций между раскаленной лавой и морской водой.

Существенное отличие пелагических глин от гиалокластовых аргиллитов формаций Камчатского Мыса и францисканской – отсутствие (или незначительное содержание) в первых свободного кремнезема, а также кремнистых осадков в составе пелагических глин, в то время как гиалокластовые аргиллиты мезозойских формаций тесно сопряжены с яшмами.

ВЕРХНЕМЕЛОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ЦЕНТРАЛЬНОЙ И ВОСТОЧНОЙ КАМЧАТКИ И КУРИЛЬСКОЙ ОСТРОВНОЙ ГРЯДЫ

Изучая специфические верхнемеловые отложения п-ова Камчатский Мыс, необходимо хотя бы кратко коснуться истории позднемелового осадконакопления в других структурно-фациальных зонах региона. При описании вулканогенно-осадочных образований других формаций верхнего мела Камчатки главное внимание уделено вулканогенно-кремнистым их частям.

В верхнемеловых отложениях Камчатки и Курильских островов отчетливо выдерживаются фациальная зональность и структурная приуроченность, которая в основных чертах совпадает со структурно-фациальными зонами Курило-Камчатской островной дуги, выделенными нами ранее (фиг. 34).



Фиг. 34. Структурно-фациальные зоны верхнего мела Камчатки

1 - Западно-Камчатская зона граувакковых отложений; 2 - Центрально-Камчатская зона подводного андезито-базальтового и щелочно-базальтового вулканизма (а - подзона с повышенной щелочностью вулканитов); 3 - Восточно-Камчатская зона подводного и надводного субщелочного и субтолеитового вулканизма (а - подзона развития ультраосновного вулканизма); 4 - зона океанического толеитового вулканизма; 5 - выходы метаморфических и габброидных пород (комплекс пород фундамента)

Структурно-фациальные зоны позднего мела отличаются по истории геологического развития, что прежде всего связано с историей развития фундамента, на котором была заложена позднемеловая геосинклинальная система.

Как указывалось, фундамент весьма гетерогенен, что существенным образом повлияло на возникновение и последующее развитие структурно-фациальных зон. С этим связаны главные особенности строения верхнемеловых отложений, основные из которых следующие: 1) отсутствие вулканогенных образований на Западной Камчатке; 2) двучленное строение разреза в центральной и южной частях Восточной Камчатки; 3) смена щелочно-базальтового вулканизма толеитовым по направлению к океану и др. Эволюция вулканизма

и его особенности связаны, кроме того, с заложением верхнемеловой геосинклинали на границе континента и океана.

Среди верхнемеловых отложений почти повсеместно выделяются два существенно различных комплекса – терригенный и вулканогенно-кремнистый. На западном обрамлении Срединного массива в Западно-Камчатской зоне верхнемеловые образования представлены только терригенным комплексом[1].

ЗАПАДНО-КАМЧАТСКАЯ СТРУКТУРНО-ФАЦИАЛЬНАЯ ЗОНА

Терригенные образования, широко развитые по западному побережью Камчатки, выделены Б.Ф. Дьяковым в кихчикскую серию. На севере Камчатки в районе мыса Омгон, а также в междуречье рек Белоголовой и Морошечной, в среднем течении р. Напаны, терригенные образования верхнего мела выделены в омгонскую серию ("Геология СССР", т. XXXI, ч. 1, 1964). В Центрально-Камчатской структурно-фациальной зоне аналогичные терригенные образования подстилают вулканогенно-кремнистые толщи и в южной части Камчатки выделены в хозгонскую свиту, а в северной – в лесновскую серию. Поэтому среди исследователей Камчатки не существует единого мнения в вопросах понимания объемов, возраста и стратиграфического положения выделяемых терригенных комплексов. По данным В.А. Ярмолюка и Г.М. Власова ("Геология СССР", т. XXXI, ч. 1, 1964), отложения кихчикской серии являются стратиграфическими аналогами лесновской и омгонской серий и залегают несогласно на метаморфических породах Срединного массива.

Исследованиями Н.Г. Демидова и В.И. Олейника установлено несогласное с размывом налегание толщ лесновской серии на единственные известные на Камчатке альбские вулканогенные образования, представленные андезитовыми порфиритами, агломератовыми лавами и туфами среднего состава. Существуют и другие мнения камчатских геологов по вопросу об объеме и возрасте кихчикской серии (Лебедев, Бондаренко, 1962; Горбачев и др., 1968). По этим данным, терригенные отложения Западно-Камчатской зоны либо относятся к более древним, чем верхний мел, образованиям, либо вместе с метаморфическими комплексами Срединного массива и кремнисто-вулканогенными толщами Центрально-Камчатской зоны объединены в единую серию верхнемеловых в различной степени метаморфизованных пород.

Хозгонская терригенная свита, по А.Ф. Марченко и М.И. Горяеву, является верхней частью разреза кихчикской серии. В основании ее, по мнению этих авторов, залегают прослои и линзы конгломератов. Палеонтологические данные не дают однозначного решения вопроса о возрасте кихчикской серии, и поэтому большинством исследователей ее возраст определяется поздним мелом довольно условно.

На продолжении Западно-Камчатской и Центрально-Камчатской зон, в Корякском нагорье, кихчикской, омгонской и, возможно, лесновской сериям соответствуют по возрасту (Ермаков, 1971) отложения флишевого комплекса, расчлененного на несколько толщ и свит. Возраст комплекса позднемеловой и обоснован палеонтологически. Рассмотрение соотношения флишевого комплекса с толщами, развитыми севернее и южнее полосы его выходов, помогает разобраться в соотношении терригенного комплекса Западно-Камчатской и Центрально-Камчатской зон. С севера к зоне развития флишевого комплекса Корякского нагорья (Ермаков, 1971) по тектоническим нарушениям примыкают нижнемеловые терригенные и вулкано-терригенные образования пикульнейской серии, описанной также Н.А. Богдановым (1969), Ю.Б. Гладенковым

---

[1] Данные по стратиграфии приведены в основном по "Геологии СССР", т. XXXI, ч. 1, 1964. Некоторые сведения по стратиграфии мезозойских отложений любезно предоставлены автору В.А. Селиверстовым, Ю.А. Новоселовым, А.И. Байковым, А.Ф. Марченко, Л.Л. Германом, И.А. Сидорчуком.

(1963, 1964), Г.П. Авдейко (1966) и другими исследователями. Некоторые из них ее возраст принимают в пределах поздней юры – валанжина. Выше пикульнейской серии залегают верхнемеловые терригенные толщи – фациальные аналоги флишевого комплекса.

К югу от зоны развития флишевого комплекса на продолжении Центрально-Камчатской зоны залегают верхнемеловые вулканогенно-осадочные толщи ватынской серии и ачайваямской свиты, которые, по данным В.К. Ротмана и Б.А. Марковского (1968, 1970), сопоставимы с вулканогенно-осадочным комплексом Центральной Камчатки. Ватынская серия согласно залегает на нижней свите (ильпийской) флишевого комплекса, которая по возрасту отвечает альбу-коньяку. Все вышележащие свиты и толщи флишевого комплекса сопоставимы по возрасту с вулканогенно-осадочным комплексом Корякского нагорья.

Возвращаясь на Камчатку, мы можем с некоторой долей условности провести параллели с Корякским нагорьем. Можно считать, что кихчикская и омгонская серии Западной Камчатки являются в какой-то части их разреза фациальными аналогами хозгонской свиты и лесновской серии, а частично соответствуют по возрасту вулканогенно-осадочному комплексу Центральной Камчатки, перекрывающему последние.

И.А. Сидорчук, Л.Л. Герман (1968) и Ю.А. Альбов отмечали фациальные взаимоотношения хозгонской свиты и вулканогенного комплекса, в целом залегающего выше нее.

Представлена кихчикская серия полимиктовыми (граувакковыми), реже аркозовыми песчаниками, слабо метаморфизованными алевролитами и аргиллитами и незначительным количеством конгломератов ("Геология СССР", т. XXXI, ч. 1, 1964). Песчаники серые, светло-серые, буровато-серые, массивные, хорошо сортированные, с горизонтальными или косослоистыми текстурами. В составе обломочной части их присутствуют кварц, плагиоклаз, обломки филлитов, эффузивов, гранитоидов, серицита, биотита, циркона, апатита и турмалина. Цемент обычно серицито-кварцево-глинистый по составу, реже с примесью карбоната. Аргиллиты и алевролиты темно-серые и черные, сланцеватые. В породах различаются обломки кварца, карбонатов, эффузивных пород, плагиоклаза, чешуйки серицита и хлорита. Общая мощность серии около 3000 м.

ЦЕНТРАЛЬНО-КАМЧАТСКАЯ СТРУКТУРНО-ФАЦИАЛЬНАЯ ЗОНА

Здесь повсеместно прослеживаются два комплекса пород – нижний терригенный (хозгонская свита и лесновская серия) и вулканогенно-кремнистый (ирунейская серия и кирганикская свита).

Хозгонская свита обнажается в западной периферической части Срединного массива на отдельных участках и прослеживается узкой полосой (3–4 км) в субмеридиональном направлении. Она представлена аргиллитами, алевролитами и песчаниками (граувакковыми и субграувакковыми). В составе обломков песчаников отмечаются метаморфические породы (кристаллические сланцы, филлиты и кварциты), большое количество порфиритов и отдельные минералы основных и средних эффузивов. Мощность свиты не менее 1200 м. Она охарактеризована остатками иноцерамов позднемелового возраста.

В южной части западного обрамления Срединного массива в составе хозгонской свиты появляется примесь пирокластического материала. По А.Ф. Марченко (1964), она представлена здесь аспидными филитовидными сланцами, алевролитами и песчаниками, переслоенными кремнисто-терригенными породами и содержащими кремнистые и мергелистые конкреции. Туфовые и кремнистые слои – переходные к отложениям ирунейской серии.

Лесновская серия развита преимущественно в северной части Камчатки, вблизи перешейка, где она несогласно с размывом перекрывает альбские вулканогенные отложения и согласно подстилает вулканогенно-кремнистые отложения ирунейской серии.

По данным Н.Т. Демидова и В.И. Олейника, в бассейне р. Левой Лесной (западное побережье Камчатки) лесновская серия представлена тонким, иногда флишоидным переслаиванием песчаников, мелко- и среднезернистых, серых, синевато-серых, плитчатых, с черными аргиллитами и алевролитами. Общая мощность серии около 1000 м.

На восточном побережье Камчатки, в бассейнах рек Энингваям и Ивоваям, разрез лесновской серии, по данным Н.Т. Демидова и С.И.Зименко, построен более ритмично. Довольно часто в разрезе наблюдаются мощные (до 100-120 м) пачки ритмичного переслаивания песчаников, алевролитов и аргиллитов. Общая мощность серии на севере 1600-1800 м.

Песчаники и алевролиты представлены псаммитовыми или псаммоалевролитовыми разностями. Обломочная часть в них составляет 70-75%, редко понижаясь до 20-25%. Обломки, как правило, хорошо окатаны, реже угловаты. Среди них преобладают обломки минералов: кварца (60-85%), альбитизированного плагиоклаза (6-15%), рудного минерала (7-15%), а также моноклинного и ромбического пироксена, роговой обманки, мусковита, биотита, сфена. Обломки пород представлены яшмами (кварцитами?) и эффузивами с гиалопилитовой и пилотакситовой структурой. Очень редко большая часть обломков представлена эффузивами. Цемент глинистый, замещенный частично хлоритом.

Аргиллиты представлены пелитовыми и алевропелитовыми тонкослоистыми или неясно слоистыми разностями. Аргиллиты содержат мелкие обломки кварца, плагиоклаза, рудного минерала и углистого вещества.

В верхней части серии в цементе песчаников и в аргиллитах появляется кремнистое вещество, представленное хлопьевидными скоплениями халцедона, по-видимому, входящего в основную существенно глинистую массу.

В песчаниках лесновской серии обломки аркозового состава (кварц, слюды, кислые плагиоклазы, калиевые полевые шпаты, кислые породы) описываются очень редко, а подавляющий их состав - обломки эффузивов, пироксенов и основных плагиоклазов.

Ирунейская серия и кирганикская свита образуют вулканогенно-осадочный комплекс Центрально-Камчатской зоны. Ирунейская серия распространена по всей территории зоны и характеризуется постоянством состава. Выходы отложений ирунейской серии сосредоточены на трех участках: 1) на восточном обрамлении Срединного массива, в верховьях р. Камчатки, рек Ичи, Облуковиной, Крутогоровой, Колпаковой и др.; 2) от устья р. Тигиль до устья р. Хайрюзова и в среднем течении рек Напана и Хайрюзова; 3) на перешейке п-ова Камчатка, в районе рек Лесной, Палана, Карага и др. В дальнейшем для удобства они будут называться соответственно южный, средний и северный участки Центрально-Камчатской зоны. Кирганикская свита распространена локально и прослеживается только вдоль восточного края Срединного массива.

Отложения ирунейской серии вверх по разрезу с постепенным переходом сменяют терригенные толщи хозгонской свиты на юге зоны и лесновской серии на севере ее. Перекрыта ирунейская серия кирганикской вулканогенно-осадочной свитой в районе восточного обрамления Срединного массива и неогеновыми вулканитами Срединного вулканического пояса на всей остальной территории зоны. Вопрос о составе и положении кирганикской свиты до сих пор дискутируется среди исследователей Камчатки. Большинство из них (Власов, Василевский, 1964; Ротман, 1961) считают кирганикскую свиту самостоятельным стратиграфическим подразделением, согласно перекрывающим ирунейские отложения. А.Ф. Марченко (1961) относит кирганикскую свиту к фациальным аналогам ирунейской серии, развитым в центрах позднемелового вулканизма. К этому мнению близок и А.И. Байков (1970). Г.Б. Флеров и другие (Флеров, Колосков, 1968; Волынец и др., 1965) в основании свиты устанавливают несогласие, на основании чего делают вывод, что отложения свиты оторваны во времени от вулканических образований ирунейской серии и отвечают самостоятельному (предположительно раннепалеогеновому) вулканическому циклу.

Ирунейскую серию и кирганикскую свиту, по-видимому, целесообразнее рассматривать как единый верхнемеловой вулканогенно-осадочный комплекс, как

это делают В.К. Ротман, Б.А. Марковский, А.Ф. Марченко, А.И. Байков и другие, так как данные о несогласии между этими стратиграфическими подразделениями, на которые указывают Г.Б. Флеров, О.Н. Волынец и А.В. Колосков, не подтверждены более поздними исследованиями, а единственные находки остатков флоры из отложений кирганикской свиты, сделанные В.К. Ротманом в 1958 г. и определенные М.И. Борсук и Б.М. Штемпелем, свидетельствуют о позднемеловом возрасте вмещающих пород.

Вулканогенно-осадочный комплекс. По данным Б.А. Марковского и В.К.Ротмана (1969), вулканогенно-осадочный комплекс на южном участке Центрально-Камчатской зоны может быть разделен на три части, из которых нижняя часть соответствует нижней части ирунейской серии, средняя – верхней, а верхняя часть – кирганикской свите.

По данным А.И. Байкова (1970), изучавшего верхнемеловой вулканогенно-осадочный комплекс на юге Центрально-Камчатской структурно-фациальной зоны, он имеет сложное, зональное в плане строение, обусловленное фациальной изменчивостью. Фациальная изменчивость отложений, а также сложная тектоника не позволили камчатским исследователям сколько-нибудь дробно и однозначно расчленить отложения ирунейской серии. Очень часто близ расположенные разрезы ее оказывались практически несопоставимыми. Поэтому стратиграфические построения различных авторов весьма различны, а зачастую и противоречивы.

А.И. Байков в стратиграфических разрезах вулканогенно-осадочного комплекса выделяет четыре пачки: туфово-кремнистую, эффузивную, эффузивно-пирокластическую и туфогенно-осадочную. Две последние, по-видимому, соответствуют кирганикской свите.

Туфово-кремнистые породы первой пачки тяготеют к западной части выходов ирунейских пород. В ее строении принимают участие туфы различной размерности (от псефитовой до пелитовой) со всеми возможными переходами между разностями, туфо-кремнистые и кремнисто-глинистые породы, яшмовидные породы и яшмы. Характерные для этой пачки детальные разрезы составлены Л.Л. Германом и И.А. Сидорчуком (фиг. 35). Из рассмотрения разрезов видны как детали строения пачки, так и характер фациальных изменений по простиранию и вкрест простирания зоны. А.Ф. Марченко, Л.Л. Герман и И.А.Сидорчук указывают, что на самом юге зоны преобладают туфы, причем наблюдается некоторое "погрубение" пирокластики с запада на восток. Наиболее типичный для этой территории разрез описан И.А. Сидорчуком и Л.Л. Германом на горе Вактан, где снизу вверх обнажены (см. фиг. 35, колонки 8-10):

	Мощность, м
1. Туфы андезитового состава алевропелитовые, тонкослоистые, параллельно-слоистые, серо-зеленые, с подчиненными (не более 5% разреза) прослоями (0,1-0,2 м) псаммитовых зелено-серых туфов	132
2. Туфы алевритовые и алевропелитовые, массивные, неясно-слоистые, зелено-серые, с редкими прослоями (0,5-1 м) псаммитовых туфов	51
3. Перерыв в наблюдениях	22
4. Туфы алевропелитовые, массивные, зеленые	15
5. Туфы алевритовые, слоистые, зелено-серые, с подчиненными прослоями алевропелитовых и псаммитовых туфов	100
6. Туфы псаммитовые, зелено-серые, с подчиненными прослоями алевритовых туфов	44
7. Туфы алевропелитовые, массивные, голубовато-серые	22
8. Туфы андезитового и базальтового состава, псаммо-псефитовые, массивные, зелено-серые	22
9. Туфы псаммитовые, массивные, зелено-серые	22
10. Туфы алевритовые, массивные, зелено-серые	4

		Мощность, м
11.	Туфы псаммитовые, серо-зеленые, с прослоями алевритовых туфов. Границы прослоев расплывчатые	3
12.	Туфы алевритовые, массивные, серо-зеленые	11
13.	Туфы алевритовые и псаммитовые, зелено-серые в тонком переслаивании (0,03-0,2 м)	2
14.	Туфы алевритовые зелено-серые, с редкими прослоями (0,5-1 м) алевропелитовых голубовато-серых туфов	44
15.	Туфы андезитового и базальтового состава, псефитовые, массивные, пестрые с лиловыми, вишневыми и ярко-зелеными обломками эффузивов, размеры которых 3-15 см	4
16.	Туфы алевритовые, массивные, зелено-серые	15
17.	Туфы псефитовые, массивные, зеленые	30
18.	Туфы псаммитовые, зелено-серые	7
19.	Туфы алевритовые, серо-зеленые	4
20.	Туфы алевропелитовые, голубовато-серые	4
21.	Туфы алевритовые и псаммитовые, зелено-серые, равномерно переслоенные. Границы прослоев нечеткие	15
22.	Перерыв	30
23.	Туфы псефитовые, массивные	7
24.	Туфы псефитовые, зелено-серые, с маломощными (0,2-0,3××2-3 м) линзами псаммитовых туфов.	7

Видимая мощность разреза 632 м.

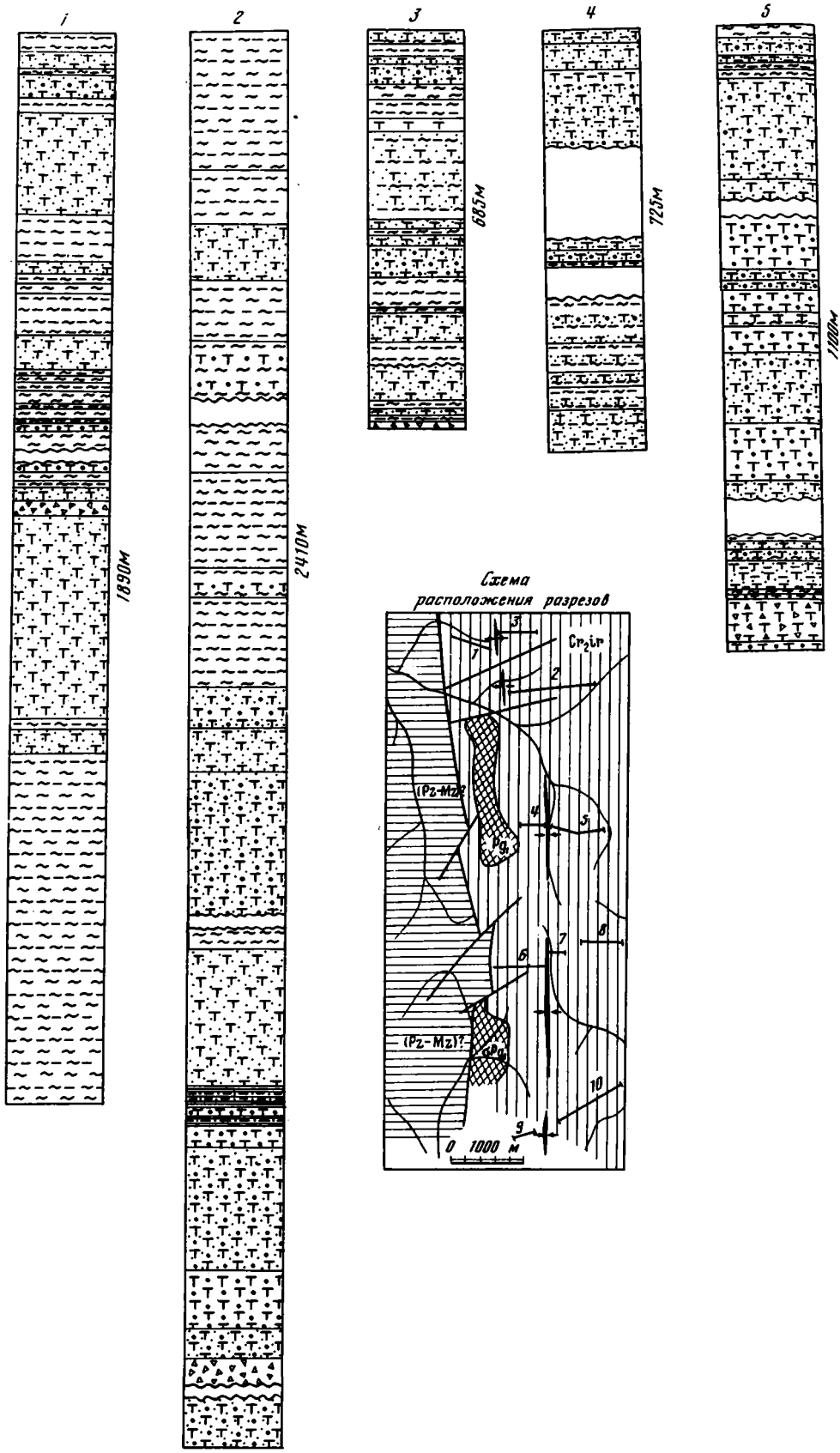
Восточнее горы Вактан указанные авторы, а севернее р. Андриановки М.И. Горяев, В.Н. Лукьянов и В.К. Ротман отмечают появление в нижней части разреза первой пачки и преимущественную локализацию в этом районе прослоев туфово-кремнистых, кремнисто-глинистых и яшмовидных пород (см. фиг. 35, колонки 1, 2, 3) и относительное увеличение их количества в северном направлении.

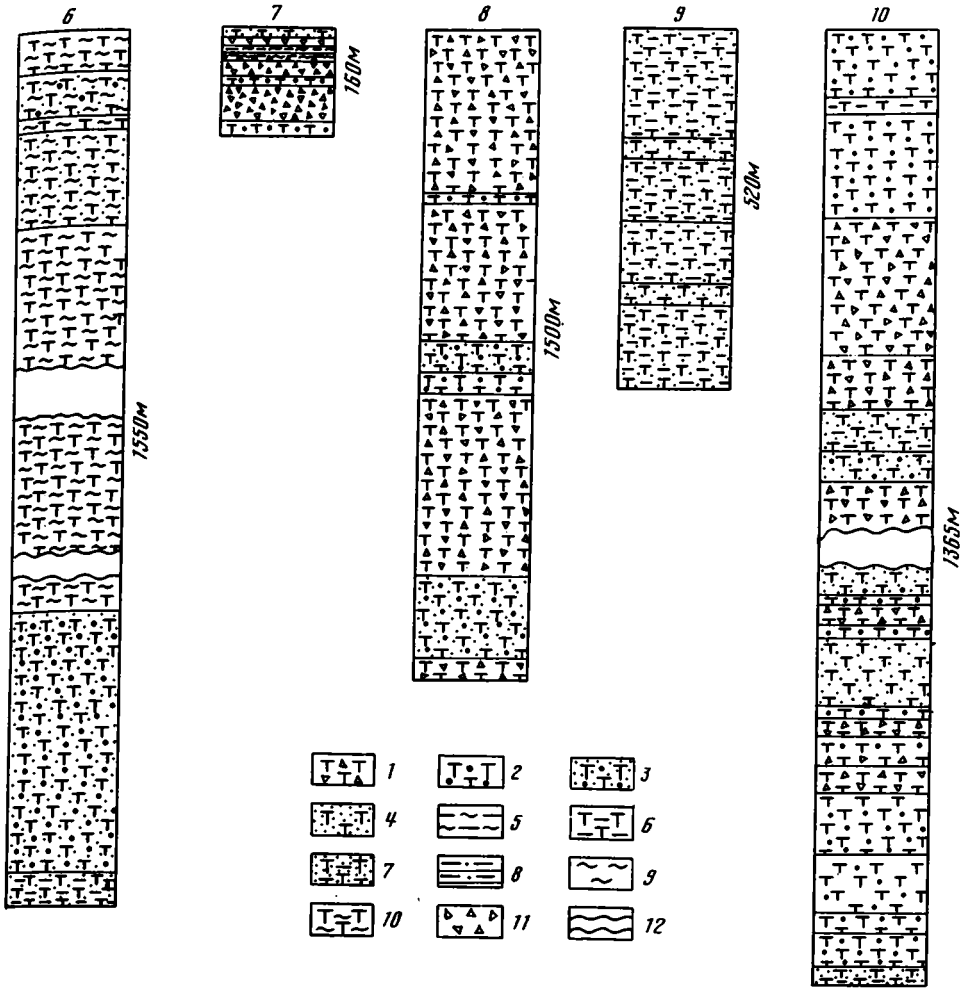
К востоку от полосы развития вулканогенно-кремнистых пород на южном участке зоны прослеживаются отложения двух вышележащих пачек: эффузивной и эффузивно-пирокластической.

По данным А.И. Байкова (1970), в эффузивной пачке резко преобладают авгитовые базальтовые и андезито-базальтовые порфириты. Меньшую часть разреза слагают маломощные прослои тонкообломочных туфов. В лавах многие исследователи отмечают миндалекаменные и шаровые текстуры. Мощность эффузивной пачки 1200 м. Между эффузивной пачкой и эффузивно-пирокластической, по данным А.И. Байкова, залегает горизонт псаммитовых и алевритовых туфов, для которого характерно постепенное (снизу вверх) уменьшение размерности пирокластического материала до алевропсаммитового и алевропелитового. Мощность горизонта 150-700 м. По-видимому, в этой же части разреза Б.А. Марковский и В.К. Ротман (1969) отметили наибольшее развитие пластов с градационной слоистостью.

М.И. Горяевым ("Геология СССР", т. XXXI, ч. 1, 1964) в районе р. Кирганик отмечено фациальное замещение эффузивной пачки туфово-кремнистыми образованиями, а на юге Центрально-Камчатской зоны эффузивная пачка перекрыта породами эффузивно-пирокластической и не имеет непосредственных контактов с туфово-кремнистыми отложениями.

Среди эффузивно-пирокластических пород третьей, по А.И. Байкову, пачки преобладают туфогенные разности, составляющие не менее 75-80% их объема. При этом характерно, что пласты, сложенные отдельными литологическими разностями пород, не выдерживаются по простиранию, выклиниваясь на расстоянии первых километров. Характерная особенность эффузивно-пирокластической пачки - наличие в ней большого количества грубообломочных разностей - агломератовых туфов, агломератовых туффитов, кластолав и др.


1
2
3
4
5
1890м
2410м
685м
725м
1100м
Схема
расположения разрезов
(Pz-Mz)
(Pz-Mz)?
0 1000 м



Фиг. 35. Схема сопоставления разрезов туфово-кремнистой части ирунейской серии (Срединный хребет Камчатки), по Л.Л. Герману и И.А. Сидорчуку

1 – псефитовые туфы; 2 – псаммитовые туфы; 3 – алевропсаммитовые туфы; 4 – алевритовые туфы; 5 – кремнисто-глинистые породы; 6 – пелитовые туфы; 7 – алевропелитовые туфы; 8 – глинистые сланцы, аргиллиты; 9 – яшмы, кремни; 10 – туфосилициты; 11 – тектонические брекчии; 12 – перерыв в наблюдениях. Цифры справа от колонок – мощность, м

В северной части южного участка зоны по р. Кирганик эффузивно-пирокластическая пачка сложена в основном псефитовыми туфами с отдельными прослоями алевритовых разностей, согласно перекрывающими отложения эффузивной пачки. В некоторых разрезах широко представлены средне- и мелкообломочные туфы и туффиты с небольшим количеством прослоев эффузивов и грубообломочных туфов. Как правило, в западном направлении в пачке увеличивается количество мелкообломочных туфов и появляются туфово-кремнистые породы. На левобережье р. Ичи такая пачка мощностью всего 300 м перекрывает как отложения туфово-кремнистой пачки, так и эффузивной. На южном участке зоны в южном направлении в эффузивно-пирокластической пачке возрастает количество вулканокластических отложений (до 90-95%) при явном преобладании псефитовых разностей пород. Мощность пачки 1200-1500 м. М.И. Горяев и В.К. Ротман (Ротман, 1963), изучавшие отложения пачки в средней части южного участка зоны, указывают на согласное залегание ее

отложений на породах туфово-кремнистой пачки. В разрезах эффузивно-пирокластической пачки широко развиты туфоконгломераты, конгломерато-брекчии, галечниковые и гравийные туффиты. В.Н. Лукьянов в основании разреза этой пачки выделяет горизонт агломератовых туффитов, не выдержанный по простиранию и перекрытый туфопесчаниками. В агломератовых туффитах этим исследователем обнаружены полуокатанные обломки туфово-кремнистых пород подстилающей пачки, что он рассматривает как признак трансгрессивных взаимоотношений между туфово-кремнистыми и эффузивно-пирокластическими породами. Нужно отметить, что отсутствие в вулканогенно-осадочном разрезе таких образований, как эффузивы, по вполне понятным причинам может быть следствием явлений, вовсе не связанных с перерывом, несогласным налеганием и т.д. Присутствие эффузивов на разных стратиграфических уровнях закономерно и связано с первичным локальным распространением лав.

Разрез вулканогенно-осадочного комплекса Центрально-Камчатской зоны на южном участке, по А.И. Байкову, венчается пачкой туфогенно-осадочных отложений, выходы которых прослеживаются узкой полосой к югу от долины р. Кирганик до р. Андриановки. Эта пачка согласно залегает на эффузивно-пирокластической пачке и сложена алевролитами, углисто-глинистыми породами, содержащими остатки флоры, и алевропелитовыми туфами. Мощность пачки 1100 м.

Таково в самых общих чертах строение вулканогенно-осадочного комплекса на южном участке Центрально-Камчатской зоны. Мощность комплекса, по данным А.И. Байкова, 5500-8000 м, В.К. Ротман и Б.А. Марковский считают его мощность равной 10000 м.

Кроме того, Б.А. Марковский и В.К. Ротман (1969) несколько по-иному рассматривают строение разреза верхней (бескремнистой) части комплекса. По их мнению, в средней части комплекса размер пирокластического материала увеличивается до псефитового и агломератового. В целом состав материала средней части разреза (мощностью 5000 м) эффузивно-пирокластический с подавляющим преобладанием пирокластики в отличие от построений А.И.Байкова, придающего большое значение эффузивному материалу в надтуфово-кремнистой части разреза. Для последней части комплекса В.К. Ротман и Б.А.Марковский устанавливают широкое развитие градационных текстур, которые здесь преобладают. Мощность отдельных градационно сортированных слоев колеблется от нескольких до десятков метров. Авторы отмечают закономерное увеличение вверх по разрезу вместе с различными разностями пирокластического материала эффузивных и субвулканических тел. В верхах разреза средней части комплекса Б.А. Марковский и В.К. Ротман (1969) выделяют 400-метровый горизонт массивных вулканических брекчий, прослеживающийся на многие километры. Состав эффузивов в этой части комплекса варьирует от трахиандезито-базальтового и трахибазальтового до лейцитовых тефритов и лейцититов массивной и миндалекаменной текстур.

Границу между средней и верхней частями комплекса авторы проводят условно, отмечая почти полное замещение в разрезе вулканогенно-осадочных пород вулканогенными. Верхняя часть комплекса разделена на три пачки (подсвиты). Нижняя пачка сложена грубообломочными вулканическими брекчиями и лавами основного состава, часто с шаровой и подушечной отдельностью, мощность ее 1000-1100 м. Средняя пачка сложена мелкогалечными туфоконгломератами, туфопесчаниками и алевролитами с остатками ископаемой флоры, о которой упоминалось выше, мощность ее 250-500 м. Отчетливо выражена косая слоистость, тогда как градационная слоистость отсутствует. Самая верхняя пачка сложена вулканическими брекчиями и лавами, иногда с шаровым строением. Эффузивы представлены преимущественно трахиандезито-базальтами, реже базальтами и трахибазальтами. Видимая мощность верхней пачки 2500 м.

К верхней части разреза вулканогенно-осадочного комплекса Центрально-Камчатской зоны приурочены дайки псевдолейцитовых порфиров, мелкозернистых порфировидных шонкинитов и биотитовых лампрофиров, трахитов и плагиопорфиров.

Аналогичное описанному строение вулканогенно-осадочного комплекса удается проследить и на северном участке Центрально-Камчатской структурно-фациальной зоны. Здесь в нижней части комплекса также выделяется туфово-кремнистая толща, мощность которой иногда достигает значительных величин. Так же как и на южном участке зоны, фациальные изменения в комплексе происходят по направлению с запада на восток.

Увеличение роли кремнистых пород в разрезе туфово-кремнистой пачки хорошо иллюстрируют разрезы, описанные различными авторами (фиг. 36). Как видно из приведенных разрезов, в нижней части ирунейской серии, залегающей непосредственно на терригенных отложениях лесновской серии, появляются в большом количестве также и эффузивные образования. В этом отношении наиболее характерны разрезы, описанные Н.Т. Демидовым и С.И. Зименко на восточном побережье Камчатки в районе р. Ивоваям (см. фиг. 36, колонки I, II).

Еще более показателен в отношении распределения по разрезу эффузивного пирокластического и кремнистого материала небольшой разрез, описанный в 1966 г. Н.Т. Демидовым и В.И. Олейником на западном побережье Камчатки по р. Гнунваям (см. фиг. 36, колонка II). В этом разрезе, мощность которого 1140 м, на долю эффузивов приходится всего 215 м, т.е. примерно 18-19%. Всю остальную часть разреза составляют в подавляющем большинстве кремнистые породы.

Общая мощность отложений кремнистой части разреза вулканогенно-осадочного комплекса 1400-3500 м при максимальных мощностях на юге зоны.

Необходимо обратить внимание на то, что, как и на юге Центрально-Камчатской зоны, комплекс испытывает резкие фациальные изменения. Для описанной нижней части его характерно: 1) расположение туфово-кремнистой и эффузивно-туфово-кремнистой пачек в нижней части комплекса; 2) явное уменьшение кремнистых пород вкрест простирания зоны по направлению с запада на восток; 3) связь кремнистых пород с эффузивами, наиболее четко проявленная в северной части зоны; 4) практическое отсутствие в разрезе грубообломочной пирокластики; 5) наличие градационной слоистости в отдельных горизонтах; 6) постепенная, но быстрая смена в разрезе терригенных образований вулканогенно-кремнистыми при наличии повсеместно отмечаемых фациальных взаимоотношений между ними в зоне контакта.

Б.А. Марковский и В.К. Ротман (1969) отмечают, что для некоторых пачек туфово-кремнистой части разреза характерна линзовидная слоистость, а в отдельных слоях устанавливается тонкая градационная слоистость. Эти же исследователи указывают, что состав эффузивов рассматриваемой части комплекса отвечает трахиандезитам, трахиандезито-базальтам, трахибазальтам.

В целом же на северном участке зоны разрез вулканогенно-осадочного комплекса несколько отличается от разреза южного участка. Наиболее полный разрез его на севере был описан Ю.А. Новоселовым и Г.П. Сингаевским в 1969 г. в бассейнах рек Правой и Левой Лесной и расчленен на пять пачек (см. фиг. 36, колонки III-V). Первая пачка разреза состоит из тонко переслаивающихся туфов преимущественно алевритовой и псаммитовой размерности с кремнистыми алевритовыми и алевропелитовыми туфами и туффитами. В пачке наблюдаются прослои (до 20-25 м мощности) яшм, яшмо-кварцитов и глинистых яшм.

Разрез второй пачки характерен тем, что объем кремнистых пород в довольно мощном разрезе превышает 90%, а остальная часть приходится на пепловый (пелитовый) пирокластический, возможно, глинистый и терригенный материал.

В вышележащих трех пачках разреза заметно уменьшается роль кремнистого материала, преобладают пелитовые, алевропелитовые и псаммитовые туфы, но более грубообломочной пирокластики не отмечено на всем протяжении этого довольно мощного разреза. Мощность описанного разреза, по данным Ю.А. Новоселова, 5200-5300 м.

Из разреза видно, что в нем на всем протяжении: 1) отсутствуют эффузивы и грубообломочные туфы; 2) присутствуют кремнистые породы; 3) вторая

пачка, мощность которой около 1300 м, представлена яшмами, яшмовидными и туфово-кремнистыми породами.

Надо сказать, что в составе ирунейской серии на северном участке Центрально-Камчатской зоны грубообломочные породы вообще встречаются очень редко, что подтверждают приведенные разрезы, расположенные вкрест северного участка (см. рис. 36). Только на восточном побережье перешейка Камчатки, в бассейне р. Белой, А.М. Садреевым ("Геология СССР", т. XXXI, ч. 1, 1964) описан разрез, в котором в 630 м мощности от контакта лесновской свиты и ирунейской серии (интервал занят туфо-кремнистыми и кремнисто-глинистыми породами) появляется 250-метровый горизонт переслаивания порфиритов, спилитов, туфо- и лавобрекчий с мощностью слоев 2-10 м. Еще через 750 м в этом же разрезе появляется второй аналогичный горизонт мощностью 450 м. Выше последнего эффузивно-пирокластического горизонта А.М. Садреев описал 350-метровую пачку туфов, переслоенных через 0,1-15 м мелкозернистыми полимиктовыми песчаниками и гравийными конгломератами.

Это единственное указание на присутствие терригенных и вулкано-терригенных, в том числе и грубообломочных, пород выше вулканогенно-осадочного комплекса на северном участке Центрально-Камчатской структурно-фациальной зоны. Однако приводимая А.М. Садреевым суммарная мощность вулканогенно-осадочного комплекса всего 2470 м, что вдвое меньше только одной вулканогенно-кремнистой (возможно, неполной) части разреза, описанной Ю.А. Новоселовым на западном склоне Срединного хребта Камчатки.

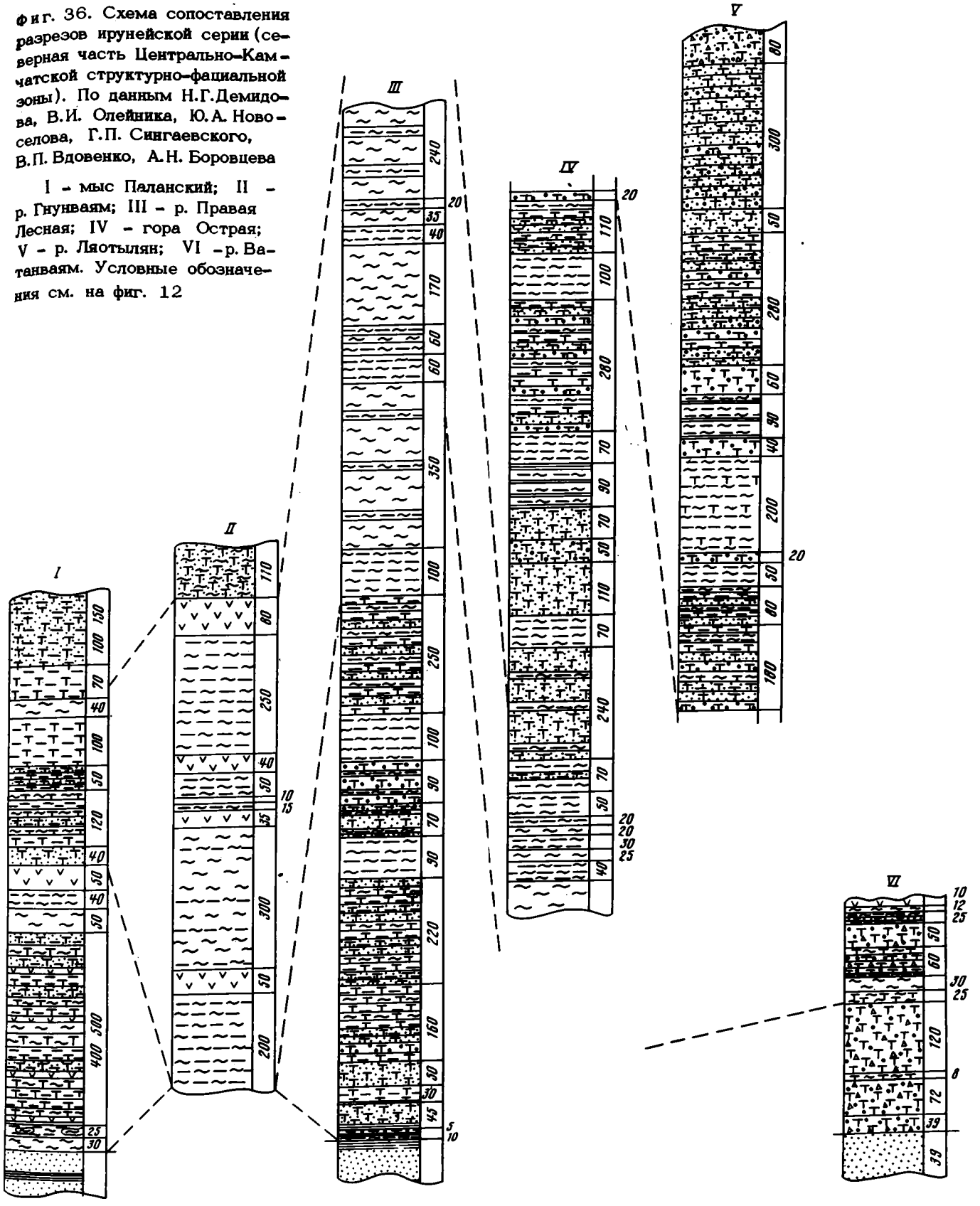
Как на южном участке зоны, так и на северном туфово-кремнистые или эффузивно-кремнистые фации сменяются эффузивно-пирокластическими и вулкано-терригенными с запада на восток, и распределение фаций в разрезе выдерживается по всей зоне.

Как видно из описанного, при большой изменчивости состава отложений и трудностях корреляции можно уловить следующие главные особенности строения комплекса: 1) трехчленное строение; 2) эффузивно-туфово-кремнистое строение нижней части комплекса, которая непосредственно сменяет терригенный комплекс основания геосинклинального разреза; 3) появление и увеличение (вверх по разрезу) эффузивного, грубого пирокластического и грубого вулкано-терригенного материала, начиная со второй половины комплекса.

ВОСТОЧНО-КАМЧАТСКАЯ СТРУКТУРНО-ФАЦИАЛЬНАЯ ЗОНА

Стратиграфия верхнемеловых отложений в этой зоне разработана пока еще недостаточно. Связано это со сложным геологическим строением зоны, а также с тем, что и меловые, и палеогеновые отложения, выделяемые на юге зоны, палеонтологически не охарактеризованы. Данные о возрасте развитых в зоне отложений базируются в основном на косвенных соображениях, а также на сопоставлениях с отложениями северной части зоны.

В южной части зоны, в Валагинском хребте и хр. Тумрок, верхнемеловые отложения имеют двучленное строение. Фундамент, на котором эти отложения залегают, здесь не известен. В северной части зоны, на о. Карагинском и п-ове Озерном, породы фундамента обнажены; они представлены амфиболитами, габброидами и кристаллическими сланцами. Здесь на породах фундамента непосредственно залегают вулканогенно-осадочные образования, тогда как в южной части зоны под вулканогенно-осадочными толщами, как и в Центрально-Камчатской зоне, залегают терригенные образования значительной мощности. Часть терригенной толщи в южной части зоны, по данным последних исследований, проведенных В.А. Селиверстовым, А.Г. Цикуновым (Петров, Цикунов, Пронин, 1966) и другими исследователями, относится предположительно к нижнему мелу и сопоставляется условно с нижней частью кихчикской серии Западно-Камчатской зоны. Выделение нижнемеловых образований, на мой взгляд, пока что недостаточно обосновано, тем более что все терригенные и сменяющие их вверх по разрезу вулканогенно-осадочные отложения в



фиг. 36. Схема сопоставления разрезов ирунейской серии (северная часть Центрально-Камчатской структурно-фациальной зоны). По данным Н.Г.Демидова, В.И. Олейника, Ю.А. Новоселова, Г.П. Сингаевского, В.П. Вдовенко, А.Н. Боровцева

I - мыс Паланский; II - р. Гнунваям; III - р. Правая Лесная; IV - гора Острая; V - р. Ляотылян; VI - р. Ватанваям. Условные обозначения см. на фиг. 12

Зак. 1096

структурном плане едины и выделены как единая валагинская серия. С точки зрения формационного анализа в составе валагинской серии можно выделить нижнюю терригенную и верхнюю вулканогенно-осадочную формации, или комплексы. Учитывая единый структурный план валагинской серии в целом, будем придерживаться названия "комплексы", как это было сделано в предыдущих разделах настоящей главы.

Терригенный комплекс представлен преимущественно полимиктовыми и вулканомиктовыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами. В незначительном количестве присутствуют гравелиты и конгломераты.

В разных местах комплекс расчленен на ряд толщ и свит. Схематично можно разделить его на три толщи. Нижняя толща, по данным В.А.Селиверстова, сложена вулканомиктовыми песчаниками с подчиненным количеством прослоев зеленовато-серых кремнеподобных алевролитов и черных аргиллитов. Песчаники серовато-зеленые, массивные, мелко- и среднезернистые. Мощность отдельных пластов колеблется от 0,5-0,7 до 3-4 м. Внутри пластов наблюдается градационная слоистость. Мощность отдельных градационных многослоев 5 м. Видимая мощность толщи 200-250 м.

Средняя толща представлена переслаиванием черных рассланцованных аргиллитов, алевропелитов, песчаников и гравелитов. Характерно наличие на отдельных участках прослоев конгломератов с хорошо окатанной галькой разнообразных пород, сцементированной черными аргиллитами или алевропелитами. Мощность толщи 420-450 м. Весьма постепенно средняя толща сменяется верхней, непосредственно подстилающей вулканогенно-осадочный комплекс. Сложена она преимущественно зелеными вулканомиктовыми песчаниками, содержащими прослои и пачки черных, иногда окремненных алевролитов и аргиллитов; постоянно отмечаются прослои гравелитов и конгломератов. Мощность толщи 2300 м.

Общая мощность терригенного комплекса приблизительно оценивается В.А. Селиверстовым в 3000 м. Это, как видим, много больше общей видимой мощности терригенного комплекса в Центрально-Камчатской зоне, где она не превышает 1,5-2 км.

Состав комплекса довольно разнообразен. Преобладают терригенные (граувакки) и вулкано-терригенные породы, слагающие нижнюю и верхнюю толщи. Граувакки представлены всеми гранулометрическими разностями от тонко- до грубозернистых. Обломки их состоят из миндалекаменных плагиоклазовых и пироксеновых андезитовых порфиритов и роговообманковых порфиритовых трахиандезитов и трахиандезито-базальтов, а также из обломков кристаллов плагиоклаза, пироксена и бурой роговой обманки. В меньшем количестве наблюдаются обломки диоритовых порфиритов, глинистых пород. Цемента мало; он альбит-хлоритовый (первично, возможно, глинистый) по составу.

Присутствуют и субаркозовые песчаники, в большинстве случаев приуроченные ко второй толще комплекса, они мелко- и среднезернистые. Обломочный материал представлен кварцем (0-20%), кислым плагиоклазом (3-10%), кислыми эффузивами (65-70%), обломками осадочных пород (до 10%). В виде единичных встречаются обломки аркозовых песчаников, кварц-альбит-серицитовых сланцев и микрогранитов. Акцессорные минералы: эпидот, сфен, биотит, гранат. Количество цемента в породах незначительно, по составу он вторичный хлорит-эпидот-альбит-серицитовый.

Аргиллиты и алевропелиты в редких случаях состоят из слабо измененного глинистого вещества с примесью обломков кислых и средних эффузивов и обломков кристаллов. Чаще первично глинистое вещество таких пород трансформировано в кварц-хлорит-альбитовый агрегат.

В верхней части разреза комплекса появляются кремнистые и окремненные породы.

Вулканогенно-осадочный комплекс. Для комплекса характерна фациальная изменчивость. Поэтому корреляция отложений затруднена и расчленение его на всей территории зоны, по-видимому, возможно только с очень большой степенью условности. В разных частях Восточных хребтов Камчатки (Валагинский, Тумрок, Гамчен и Кумроч) обнажены различные части разреза комплекса, ко-

торые с большим трудом идентифицируются на таких огромных расстояниях. Отсутствие палеонтологических характеристик делает любые сопоставления в достаточной мере условными.

В.К. Ротман и Б.А. Марковский (1968) в хребтах Валагинском, Тумрок и Кумроч все вулканогенно-осадочные образования, которые расположены между терригенным комплексом, входящим в состав валагинской серии, и терригенной дроздовской свитой (палеоген), включают в состав единого кумрочского вулканогенно-осадочного комплекса. По их данным, этот комплекс охватывает верхнюю часть валагинской серии и хапицкую свиту.

В.А. Селиверстов считает, что выше валагинской серии развиты толща ультраосновных эффузивов и их туфов и толща эффузивов, агломератовых и псаммитовых туфов основного и среднего состава. Обе толщи он сопоставляет с хапицкой свитой, выделенной Б.В. Ковалевым ("Геология СССР", т. XXXI, ч. 1, 1964) в хр. Кумроч. Хапицкая свита, по В.А. Селиверстову и А.Е.Шанцеру (Шанцер, Арсанов, Садреев, 1966), перекрыта терригенными отложениями палеогеновой дроздовской свиты.

Автор настоящей работы, проводивший исследования в хр. Кумроч, хапицкую вулканогенно-осадочную свиту условно считает палеогеновой, возможно палеоценовой, начинающей новый этап развития Восточно-Камчатской геосинклинали. В основании свиты предполагались размыв и угловое несогласие. Вопрос о возрасте хапицких отложений остается открытым, и сейчас нет твердых данных о том, считать ли ее позднемеловой, мел-палеогеновой или раннепалеогеновой. Гораздо более важен для целей настоящего исследования вопрос о том, является ли хапицкая свита верхним звеном единого вулканогенно-осадочного комплекса (стратиграфически она лежит явно выше валагинской серии), либо знаменует собой новую фазу вулканической деятельности, оторванную во времени от более ранних вулканических явлений.

Этот вопрос возникает потому, что строение вулканогенно-осадочной части валагинской серии почти аналогично строению вулканогенно-осадочного комплекса Центральной Камчатки (туфово-кремнистая часть разреза подстилает эффузивно-пирокластическую). В хапицкой свите, по данным всех геологов, работавших в хр. Кумроч, в том числе и автора, вулканогенно-пирокластические образования подстилают туфово-кремнистые. Самостоятельность хапицкого вулканизма как будто бы косвенным образом подтверждается и такими фактами. В хр. Валагинском, по данным многих исследователей (Марковский, Ротман, 1971; Эрлих, Шанцер, Кутыев, 1971), выше валагинской серии залегает толща ультраосновных пород, появление которых должно отражать глубокую перестройку тектонического режима вулканической области. Кроме того, в основании залегающей выше толщи В.А. Селиверстов отмечает локальное угловое и стратиграфическое несогласие.

В.К. Ротман и Б.А. Марковский (1968) расчленяют вулканогенно-осадочный комплекс Восточных хребтов на три части.

Нижняя часть сложена переслаиванием преимущественно тонко- и мелкозернистых вулканомиктовых и туфогенных пород в основном псаммитовой размерности массивной и слоистой текстуры с пелитовыми и кремнистыми туфогенными породами и маломощными прослоями более крупнозернистых пород. Изредка наблюдается градационная слоистость (обычно в прослоях грубозернистых осадков). Характерна тонкая параллельная или линзовидная слоистость в пелитовых и кремнистых породах. Мощность толщи 3500-4000 м.

Средняя часть представлена (снизу вверх) несколькими пачками, которые, по мнению автора, хорошо выделяются и прослеживаются:

	Мощность, м
1. Пачка чередующихся разнозернистых вулканомиктовых пород, гравийных туфов и вулканических брекчий	2000
2. Пачка вулканических брекчий, переслоенных лавами и пирокластическими породами	1100

		Мощность, м
3.	Пачка подушечных лав с подчиненными прослоями слоистых туфогенных пород и вулканомиктовых брекчий	350
4.	Пачка слоистых брекчий, гравийных и псаммитовых туфов	100
5.	Пачка шаровых лав, переслоенных массивными вулканическими брекчиями	150
6.	Пачка слоистых вулканических брекчий, сменяющихся кверху менее грубообломочными породами с маломощными прослоями шаровых лав	600
7.	Шаровые лавы	300
8.	Пачка псаммитовых и алевритовых туфогенных пород, кремнистых и тонкослоистых	320

Общая мощность средней толщи около 4600 м.

Верхняя толща комплекса в основании представлена пачкой (мощностью 110 м) пестрых вулканических брекчий с обломками андезитов и базальтов. Выше залегают массивные брекчии основного состава (150 м). Еще выше залегает пачка монотонного переслаивания туфобрекчий и туфогравелитов основного и ультраосновного состава с прослоями основных и ультраосновных лав. Мощность верхней толщи 400 м.

Венчается разрез пачкой (мощностью 350 м) грубослоистых туфобрекчий ультраосновного состава с прослоями меймечитов.

Выше залегает хапицкая свита, которая наращивает мощность комплекса до 10–12 км.

В.А. Селиверстов выше терригенного комплекса в составе валагинской свиты выделяет толщу туфово-кремнистых пород с единичными прослоями конгломератов и толщу эффузивов, агломератовых и псаммитовых туфов основного и ультраосновного состава.

Выше валагинской серии выделяется толща ультраосновных пород, с локальным несогласием на ней лежит толща лав, агломератов и туфов основного и среднего состава. Таким образом, В.А. Селиверстов также делит комплекс на четыре толщи, как Б.А. Марковский и В.К. Ротман (1969).

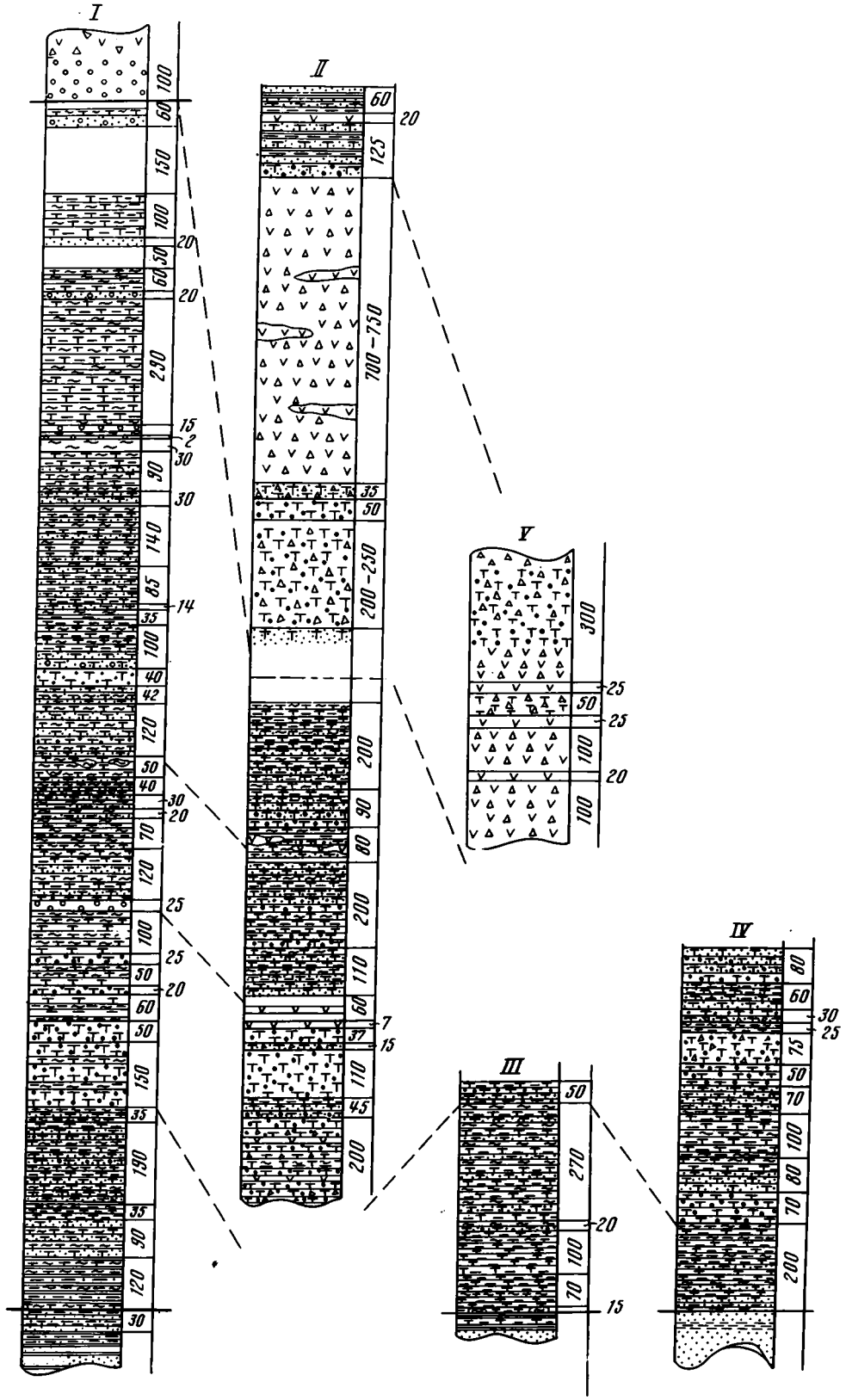
В целом же вулканогенно-осадочный комплекс южной части Восточно-Камчатской зоны можно разделить на две крупные части, имеющие значение формаций – туфово-кремнистую и эффузивно-пирокластическую. Такое деление позволяет провести аналогию с вулканогенно-осадочным комплексом в Центрально-Камчатской зоне.

Выделение двух последовательно сменяющихся в вертикальном разрезе формаций, единых для Центрально-Камчатской и Восточно-Камчатской зон, проводится с некоторой долей условности, но дает возможность рассмотрения общих черт позднемелового вулканогенного осадконакопления. Фациальная изменчивость внутри обеих формаций вкрест простирания зон очевидна. Связана она как с гетерогенностью фундамента, так и с особенностями вулканизма, изменяющегося при продвижении от континента к океану.

В Восточно-Камчатской зоне туфово-кремнистая формация сложена переслаиванием зеленовато-серых мелкозернистых песчаников, кремнисто-алевропелитовых туффитов, алевритовых туфов и кремней (туфосилицитов). Реже наблюдаются грубозернистые пирокластические породы и конгломераты (мощностью до 25 м), состоящие из валунов и гальки эффузивов (фиг. 37, колонка I.).

Кремнистые породы содержатся во всех частях разреза формации, однако их количество увеличивается преимущественно в средней части, мощность отдельных пластов силицитов 70 м. Вверх по разрезу увеличивается и роль прослоев конгломератов, мощность пластов которых в отдельных случаях 30–50 м.

Грубообломочность вулканического материала, слагающего толщу, также увеличивается вверх по разрезу. Фрагмент разреза из наиболее кремнистой его


I
100
60
150
100
20
50
60
20
250
15
2
30
90
30
140
85
14
35
100
40
42
120
50
40
30
20
70
120
25
100
25
50
20
60
50
150
35
190
35
90
120
30
II
60
20
125
700–750
35
50
200–250
200
90
80
200
110
60
7
37
15
110
45
200
III
50
270
20
100
70
15
IV
80
60
30
25
75
50
70
100
80
70
200
V
300
25
50
25
100
20
100

части выглядит, по В.А. Селиверстову, следующим образом (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Туффиты зеленые, мелко- и среднезернистые, с прослоями (0,4–0,5 м) кремнистых алевропелитовых туффитов через 0,7–1,0 м	40
2. Переслаивание (0,1–0,25 м) зеленых кремнистых алевропелитовых туфов и туфосилицитов	20
3. Туффиты зеленые, мелко- и среднезернистые с редкой "плавающей" галькой	3
4. Переслаивание алевропелитовых туффитов и кремней	5
5. Туффиты с "плавающей" галькой	2
6. Кремни черные, выбеливающиеся с поверхности, содержащие прослои зеленых кремней (0,4–0,6 м)	8
7. Черные кремни	25
8. Вулканомиктовый конгломерат, состоящий из галек (5–10 см) и редких валунов (до 25 см) эффузивов, погруженных в псаммитовый цемент	1,5
9. Черные кремни	2
10. Конгломерат	25
11. Зеленый кремнистый алевропелитовый туффит	80
12. Туффит алевропелитовый, кремнистый	340
13. Песчаники и конгломераты	20

Общая мощность нижней формации 4000–4200 м.

Внутри формации также заметна фациальная изменчивость. Уже на расстоянии в несколько километров в более западных разрезах кремнистые породы почти полностью исчезают, уступая место тонкому переслаиванию туфогенных пород различной размерности, начиная с агломератов и кончая пелитовыми разностями. В этом же направлении увеличивается количество прослоев гравелитов и конгломератов в разрезе. Толща охарактеризована остатками фауны иноцерамов плохой сохранности, возраст их предположительно позднемеловой.

В туфово-кремнистой формации отсутствуют прослои эффузивов. Это характерно для нее на всей площади развития. Единичные пласты базальтов в составе толщи были отмечены Б.И. Слядневым и А.Г. Цикуновым в разрезе р. Арсентьевской по простиранию формации на север (см. фиг. 37, колонка II).

Аналогичная фациальная изменчивость в составе формации наблюдалась и в Центрально-Камчатской структурно-фациальной зоне.

В целом же туфово-кремнистая толща вулканогенно-осадочного комплекса Восточной Камчатки значительно менее кремнистая, чем ее аналог в Центральной Камчатке, несмотря на то что мощность ее здесь больше, чем на южном участке Центрально-Камчатской зоны. Меньше и эффузивов, но значительно больше грубообломочных вулканитов, в том числе и конгломератов. Кремнистые породы, как правило, рассредоточены в массе обломочного материала. Они хотя и выделяются в большинстве случаев в самостоятельные пласты, линзы и пачки, но всегда сосуществуют с пирокластическими и вулкано-терригенными толщами и не образуют больших концентраций, как это отмечается в туфово-кремнистой пачке Центрально-Камчатской зоны.

Основная особенность, которая делает нижние толщи обоих комплексов сходными и позволяет их сопоставлять, – одинаковое положение туфово-крем-

Фиг. 37. Схема сопоставления разрезов туфово-кремнистой и эффузивно-пирокластической толщ валагинской серии (южная часть Восточно-Камчатской структурно-фациальной зоны), по данным В.А. Селиверстова, Б.И. Сляднева, А.Т. Цикунова, В.И. Олейника, М.И. Горяева

I – оз. Кроноцкое; II – р. Арсентьевская, III – руч. Обрывистый; IV – р. Черебокош; V – гора Кудряш. Условные обозначения см. на фиг. 12

нистых толщ в основании комплексов и постепенный переход к этим толщам от терригенных комплексов, развитых в обеих структурно-фациальных зонах.

Согласно, а в ряде случаев с постепенным переходом, туфово-кремнистая толща перекрыта толщей основных вулканитов и продуктов их перемыва.

Эффузивно-пирокластическая формация вулканогенно-осадочного комплекса в Восточно-Камчатской зоне, как и в Центрально-Камчатской, сложена тремя пачками. Нижняя пачка представлена вулканомиктовыми конгломератами, брекчиями и агломератами основного состава, миндалекаменными базальтовыми порфиритами. Мощность ее около 700 м. Затем следует пачка переслаивания туфопесчаников и туфов с подчиненными вулканомиктовыми конгломератами и агломератовыми туфами; отмечаются единичные потоки базальтовых порфиритов. Мощность ее 800 м.

Выше залегает пачка зеленых вулканомиктовых конгломератов, агломератовых туфов и единичных потоков базальтовых порфиритов. Мощность пачки около 500 м.

Характерным для нижней пачки описываемой толщи является присутствие в конгломератах, брекчиях и агломератовых туфах обломков обожженных базальтовых порфиритов, приуроченных к верхней части пачки. В нижней части пачки, кроме того, широко представлены агломератовые туфы пироксеновых базальтовых порфиритов, черные потоки миндалекаменных базальтовых порфиритов, массивных и шаровых. Количество лавовых прослоев в разрезе пачки меняется. Пачка охарактеризована остатками иноцерамов.

Средняя пачка сложена более тонкообломочными породами. В ее составе преобладают зеленые литокластические туфы и туфопесчаники, среди которых обнаруживаются прослои вулканомиктовых конгломератов, агломератовых туфов и еще более редкие прослои базальтовых порфиритов и афировых базальтов. Мощность отдельных пластов и потоков иногда 20 м, в среднем 3–5 м. Прослои обломочных пород имеют отчетливо выраженную градационную слоистость. Отдельные пакеты (многослои), обладающие такими текстурами, внизу пласта обычно сложены конгломератами либо агломератовыми туфами, в середине пласта – туфопесчаниками либо туфами, размерность обломков которых закономерно уменьшается снизу вверх. Кровлю пласта слагают кремнистые туфы, пелитовые или алевропелитовые, либо туфогенные породы той же размерности.

Верхняя пачка сложена агломератовыми туфами, глыбовыми агломератовыми туфами пироксеновых базальтовых порфиритов, вулканомиктовыми конгломератами. Ближе к кровле пачки среди вулканокластических пород появляются массивные потоки афировых и порфировых пироксеновых базальтов.

Общая мощность формации около 2000 м.

Дальше на север в хр. Тумрок в междуречье рек Левой Щапины и Правого Толбачика строение формации меняется. По данным В.А. Селиверстова и А.В. Колоскова, толща также имеет здесь трехчленное строение. Но в отличие от Валагинского хребта в хр. Тумрок нижняя и средняя пачки сложены вулканитами, а верхняя – кремнистыми породами.

В разрезах нижней и средней пачек при продвижении на север увеличивается количество эффузивов, имеющих, как правило, шаровое сложение. Указанные исследователи объясняют это тем, что в районе хр. Тумрок были расположены центры позднемелового вулканизма. Это предположение подтверждается широким развитием в составе толщи субвулканических образований. Состав последних более основной, нежели состав эффузивов. В составе верхней пачки, согласно перекрывающей среднюю, 80% мощности приходится на туфово-кремнистые породы.

Севернее разрезы валагинской серии неизвестны. К западу количество кремнистого материала в составе верхней пачки эффузивно-пирокластической формации вулканогенно-осадочного комплекса значительно уменьшается.

Вверх по разрезу валагинская серия согласно сменяется толщей ультраосновных вулканитов, которые также входят в эффузивно-пирокластическую формацию вулканогенно-осадочного комплекса восточных хребтов Камчатки.

Основной объем этой толщи слагается, по данным В.А. Селиверстова, Э.Н. Эрлиха, А.Е. Шанцера и Ф.Ш. Кутыева (1971), В.К. Ротмана и Б.А.Мар-

ковского (1970), гиалокластическими туфами меймечитов, размерность которых варьирует от агломератовой до псаммитовой. По составу туфы литокристаллокластические, содержащие до 5-8% обломков измененных базальтовых порфиритов. В.А. Селиверстов называет их гиалокластическими ксенотуфами. Эти породы образуют слои мощностью 8-12 м и более, которые венчаются, а иногда разделяются маломощными пластами и пачками (мощностью 1-2 м) литокристаллокластических псаммитовых туфов. Для последних характерна тонкая горизонтальная слоистость.

В составе толщи выделяются горизонты меймечитовых лав с массивной и шаровой текстурой. Наибольшее количество эффузивов приурочено к верхней части толщи.

Общая мощность толщи, по данным В.А. Селиверстова, 300-350 м. Венчается разрез вулканогенно-осадочного комплекса Восточно-Камчатской зоны мощной толщей вулканитов основного и среднего состава, известной под названием хапицкой свиты. Свита прослеживается на всей площади зоны от Валагинского хребта до о.Карагинского. Отложения свиты согласно перекрыты терригенными флишоидными образованиями, возраст которых в последние годы довольно уверенно определяется по палеонтологическим данным как среднепалеогеновый. Именно поэтому возраст хапицкой свиты автор настоящей работы считает раннепалеогеновым либо мел-палеогеновым. При геологических исследованиях на о. Карагинском и в хр. Кумроч автором предполагалось несогласие в основании хапицкой свиты. В.А. Селиверстовым такое несогласие в Валагинском хребте отчетливо устанавливается. Правда, В.А. Селиверстов считает его локальным.

В хр. Тумрок А.Е. Шанцером в 1966 г., а В.М.Гундобиным в 1971 г. аналоги хапицкой свиты описаны в основании туфогенно-терригенного комплекса, имеющего предположительно палеогеновый возраст и несогласно залегающего на верхнемеловых отложениях валагинской серии. Уточнение этого вопроса - дело будущих более детальных исследований, пока же предлагаю включить отложения хапицкой свиты в состав единого вулканогенно-осадочного комплекса Восточно-Камчатской зоны.

Наиболее выраженный разрез хапицкой свиты в Валагинском хребте, по данным В.А. Селиверстова, четко делится на две части: нижнюю - эффузивно-пирокластическую и верхнюю - туфово-кремнистую. Характерная черта нижней части - преобладание пирокластики, а также наличие большого количества лапиллевых и бомбовых конгломератов и конгломератов вулкано-терригенного происхождения.

Мощность грубообломочно-эффузивной части разреза около 800-1000 м.

Аналогичным образом устроен разрез хапицкой свиты в районе хр. Кумроч. Здесь, по данным Б.В. Ковалева, А.М. Садреева, Б.И. Сляднева и автора, хапицкая свита делится на три части, нижняя из которых - эффузивно-пирокластическая, грубообломочная, средняя - туфово-кремнистая, верхняя - туфово-вулкано-терригенная. Включение отложений хапицкой свиты в эффузивно-пирокластическую формацию проведено мной довольно условно. Но без более детальных, чем проведенные, исследований вряд ли возможно окончательное решение этого вопроса. Аналогов рассматриваемой части формации в Центрально-Камчатской зоне не наблюдается, что, вероятно, можно отнести на данном этапе изученности за счет особенностей развития этих зон.

Общая мощность хапицкой свиты в Валагинском хребте 1500-1700 м.

В хр. Тумрок мощность отложений, сопоставимых с хапицкой свитой, резко сокращается до 360 м. Кремнистых пород в ее составе не отмечается, хотя двучленное строение свиты сохраняется. Нижняя толща свиты сложена агломератовыми и псаммо-псефитовыми туфами основного и среднего состава, а верхняя толща - грубогоризонтально-слоистыми, преимущественно псаммитовыми туфами, туффитами - туфопесчаниками.

В.А. Селиверстов отмечает, что вулканиты свиты в хр. Тумрок отличаются от нижележащих, в том числе и валагинских, более кислым составом. Значительная их часть представлена андезитовыми разностями.

В хр. Кумроч, по данным Б.И. Сляднева и автора, в бассейне рек Правой Ветловой и Правой Радуги туфово-кремнистая часть разреза свиты построена следующим образом (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Переслаивание (3-15 см) вишневых и зеленых пелитовых и зеленых псаммитовых туфов. В пелитовых туфах встречаются конкреции розового известняка (0,3 м) и стяжения (0,1 × 1 м) серого карбонатизированного по трещинам неслоистого туфогенного песчаника. Редко в разрезе наблюдаются пластовые тела зеленых порфировых эффузивов (5-10 м)	130
2. Переслаивание (3-10 см - 1-1,5 м) розовых и черных кремней, зеленых псаммитовых и пелитовых туфов	30
3. Туф псаммо-псефитовый, грязно-зеленый, неслоистый	20
4. Кремни белые, черные, слоистые (20-40 см)	5
5. Туф псаммоалевритовый, грязно-зеленый, неслоистый	10
6. Кремни черного, белого и зеленого цвета, слоистые (5-60 см), будинированные, с прослоями пелитовых и алевропсаммитовых туфов	6
7. Туф псаммитовый, грязно-зеленый до черного, с линзами и пакетами переслаивания кремней (3-4 м), бурого, белого и черного цвета. Длина линз 5-10 м	40
8. Туф псаммоалевритовый, грязно-зеленый, с окатанными, а возможно оплавленными, обломками эффузивов, с линзами и прослоями (5-10 см) голубых и белых кремней	30
9. Туф псаммо-алевритовый с линзами и прослоями (0,1-1 м) кремней белого и зеленого цвета	300
10. Переслаивание (5-20 см) вишневых пелитовых, зеленых алевропсаммитовых туфов и белых кремней. Пелитовые туфы преобладают	50
11. Туфы псаммоалевритовые грязно-зеленого цвета с линзами и пакетами (до 1 м) переслаивания кремней	40
12. Переслаивание псаммитовых грязно-зеленых туфов (1-8 м) и пакетов переслаивания белых и черных, бурых с поверхности, кремней (4-6 м). Кремни преобладают	40
13. Выше пачка 12 постепенно сменяется пачкой туфов верхней подсвиты хапицкой свиты	180
Общая мощность средней подсвиты хапицкой свиты в описанном разрезе 880 м.	

Разрез туфово-кремнистой части хапицкой свиты фациально изменчив. Южнее описанного разреза, а также на соседней к западу территории в его составе устанавливается присутствие значительного количества эффузивов, лавобрекчий, туфолав и агломератовых туфов основного состава.

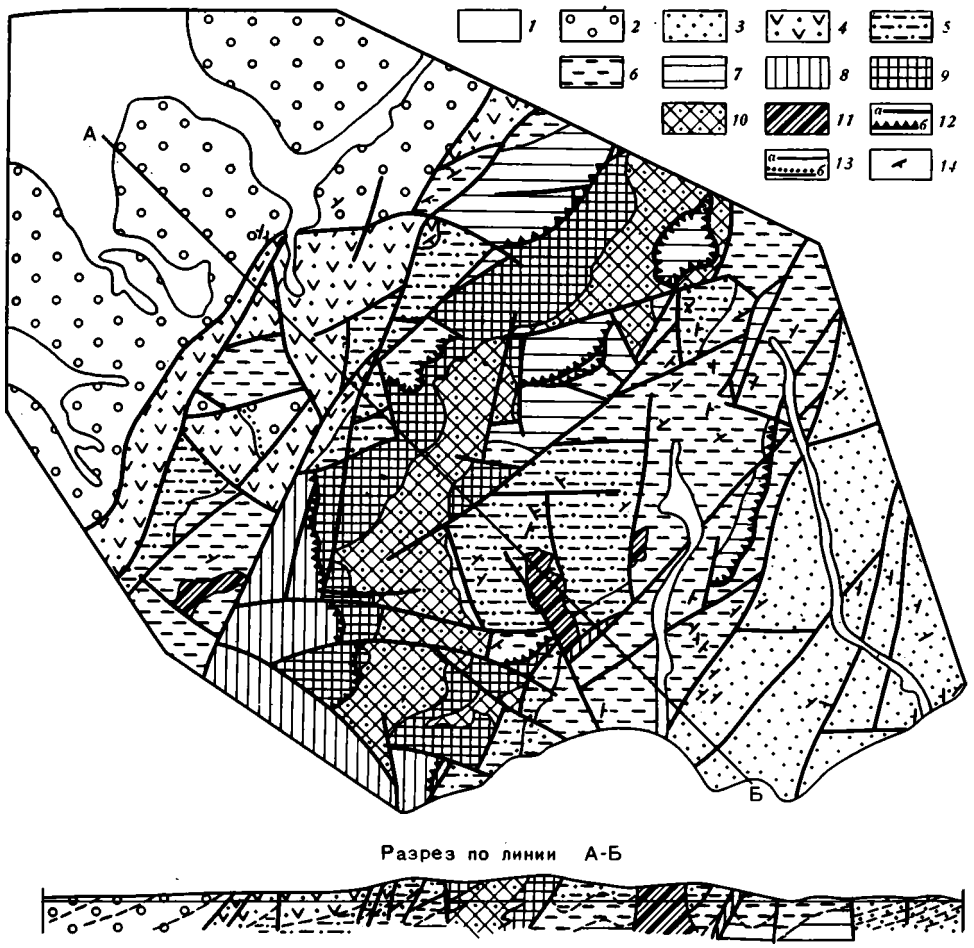
Сводная мощность хапицкой свиты в хр. Кумроч 1100-1200 м.

Верхнемеловые отложения п-ова Озерного и о. Карагинского. Существенно иное строение вулканогенно-осадочный комплекс Восточно-Камчатской зоны имеет на северном ее участке, где выходы палеонтологически доказанных верхнемеловых образований известны на о. Карагинском (Долматов, Мельникова, Стефанов, 1969) и п-ове Озерном.

Характерная особенность этой части зоны, что уже отмечалось, - отсутствие терригенного комплекса в составе верхнемеловых отложений. Более древними, чем вулканогенно-осадочные толщи верхнего мела, являются метаморфические породы и габброиды, представляющие комплекс образований кристаллического фундамента (Марченко, Мельникова, Сляднев, 1969). Кроме того, в составе вулканогенно-осадочного комплекса в этой части зоны можно выделить только одну формацию, сопоставимую с туфово-кремнистой формацией Центрально- и Восточно-Камчатской зон.

Породы фундамента широко развиты в пределах обоих описываемых участков северной части Восточно-Камчатской зоны.

На о. Карагинском (фиг. 38) метаморфические породы доверхнемелового возраста обрамляют массив гипербазитов, прослеживающийся в северо-восточном направлении. Ширина полосы мезозойских пород к северо-западу от массива меняется от 250 м до 1,5 км, а к юго-востоку от него эти породы известны только в тектонических блоках. Метаморфические породы комплекса представлены хлоритовыми, альбит-эпидот-хлоритовыми, кварц-альбит-эпидотовыми, альбит-роговообманковыми сланцами и амфиболитами (Долматов, Мельникова, Стефанов, 1969), которые по составу отвечают фации зеленых сланцев низкой ступени метаморфизма вулканогенных пород. Видимая мощность метаморфических образований 800 м.



Фиг. 38. Схематическая геологическая карта центральной части о. Карагинского. Составлена автором с учетом данных Б.К. Долматова и С.А. Мельниковой

1 - четвертичные отложения; 2 - неогеновые отложения; 3-6 - палеогеновые отложения: 3 - свита мыса Промежуточного, 4 - туфовая толща, 5 - песчаная толща, 6 - аргиллитовая толща; 7 - верхний мел - палеогеновые отложения (хапицкая свита); 8 - верхнемеловые вулканогенно-кремнистые отложения; 9 - комплекс метаморфических и габброидных пород фундамента; 10 - гипербазиты; 11 - позднепалеогеновые интрузивные габброиды; 12 - разрывные нарушения (а - сбросы, б - надвиги); 13 - границы (а - нормального стратиграфического и интрузивного контакта, б - несогласного налегания); 14 - направление падения пород

В хр. Кумроч, по данным Б.И. Сляднева и автора, в бассейне рек Правой Ветловой и Правой Радуги туфово-кремнистая часть разреза свиты построена следующим образом (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Переслаивание (3-15 см) вишневых и зеленых пелитовых и зеленых псаммитовых туфов. В пелитовых туфах встречаются конкреции розового известняка (0,3 м) и стяжения (0,1 × 1 м) серого карбонатизированного по трещинам неслоистого туфогенного песчаника. Редко в разрезе наблюдаются пластовые тела зеленых порфировых эффузивов (5-10 м)	130
2. Переслаивание (3-10 см - 1-1,5 м) розовых и черных кремней, зеленых псаммитовых и пелитовых туфов	30
3. Туф псаммо-псефитовый, грязно-зеленый, неслоистый	20
4. Кремни белые, черные, слоистые (20-40 см)	5
5. Туф псаммоалевритовый, грязно-зеленый, неслоистый	10
6. Кремни черного, белого и зеленого цвета, слоистые (5-60 см), будинированные, с прослоями пелитовых и алевропсаммитовых туфов	6
7. Туф псаммитовый, грязно-зеленый до черного, с линзами и пакетами переслаивания кремней (3-4 м), бурого, белого и черного цвета. Длина линз 5-10 м	40
8. Туф псаммоалевритовый, грязно-зеленый, с окатанными, а возможно оплавленными, обломками эффузивов, с линзами и прослоями (5-10 см) голубых и белых кремней	30
9. Туф псаммо-алевритовый с линзами и прослоями (0,1-1 м) кремней белого и зеленого цвета	300
10. Переслаивание (5-20 см) вишневых пелитовых, зеленых алевропсаммитовых туфов и белых кремней. Пелитовые туфы преобладают	50
11. Туфы псаммоалевритовые грязно-зеленого цвета с линзами и пакетами (до 1 м) переслаивания кремней	40
12. Переслаивание псаммитовых грязно-зеленых туфов (1-8 м) и пакетов переслаивания белых и черных, бурых с поверхности, кремней (4-6 м). Кремни преобладают	40
13. Выше пачка 12 постепенно сменяется пачкой туфов верхней подсвиты хапицкой свиты	180
Общая мощность средней подсвиты хапицкой свиты в описанном разрезе 880 м.	

Разрез туфово-кремнистой части хапицкой свиты фациально изменчив. Южнее описанного разреза, а также на соседней к западу территории в его составе устанавливается присутствие значительного количества эффузивов, лавобрекчий, туфолав и агломератовых туфов основного состава.

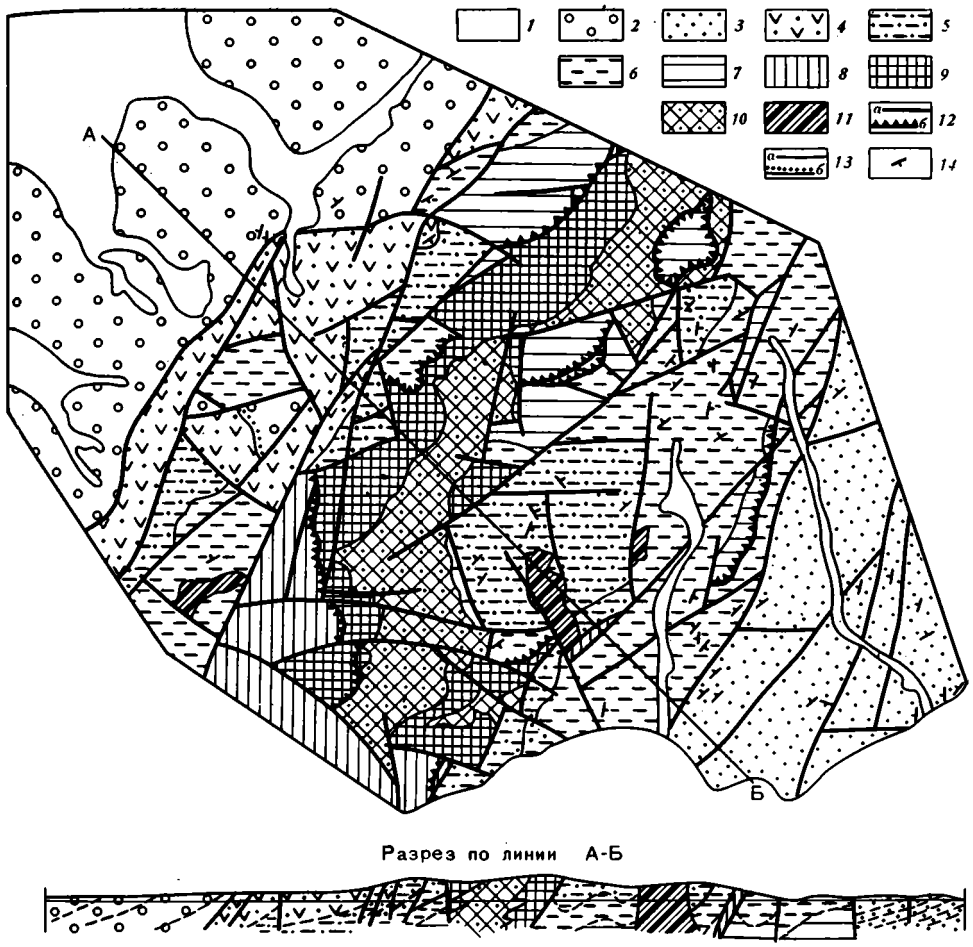
Сводная мощность хапицкой свиты в хр. Кумроч 1100-1200 м.

Верхнемеловые отложения п-ова Озерного и о. Карагинского. Существенно иное строение вулканогенно-осадочный комплекс Восточно-Камчатской зоны имеет на северном ее участке, где выходы палеонтологически доказанных верхнемеловых образований известны на о. Карагинском (Долматов, Мельникова, Стефанов, 1969) и п-ове Озерном.

Характерная особенность этой части зоны, что уже отмечалось, - отсутствие терригенного комплекса в составе верхнемеловых отложений. Более древними, чем вулканогенно-осадочные толщи верхнего мела, являются метаморфические породы и габброиды, представляющие комплекс образований кристаллического фундамента (Марченко, Мельникова, Сляднев, 1969). Кроме того, в составе вулканогенно-осадочного комплекса в этой части зоны можно выделить только одну формацию, сопоставимую с туфово-кремнистой формацией Центрально- и Восточно-Камчатской зон.

Породы фундамента широко развиты в пределах обоих описываемых участков северной части Восточно-Камчатской зоны.

На о. Карагинском (фиг. 38) метаморфические породы доверхнемелового возраста обрамляют массив гипербазитов, прослеживающийся в северо-восточном направлении. Ширина полосы мезозойских пород к северо-западу от массива меняется от 250 м до 1,5 км, а к юго-востоку от него эти породы известны только в тектонических блоках. Метаморфические породы комплекса представлены хлоритовыми, альбит-эпидот-хлоритовыми, кварц-альбит-эпидотовыми, альбит-роговообманковыми сланцами и амфиболитами (Долматов, Мельникова, Стефанов, 1969), которые по составу отвечают фации зеленых сланцев низкой ступени метаморфизма вулканогенных пород. Видимая мощность метаморфических образований 800 м.



Фиг. 38. Схематическая геологическая карта центральной части о. Карагинского. Составлена автором с учетом данных Б.К. Долматова и С.А. Мельниковой

1 - четвертичные отложения; 2 - неогеновые отложения; 3-6 - палеогеновые отложения: 3 - свита мыса Промежуточного, 4 - туфовая толща, 5 - песчаная толща, 6 - аргиллитовая толща; 7 - верхний мел - палеогеновые отложения (хапицкая свита); 8 - верхнемеловые вулканогенно-кремнистые отложения; 9 - комплекс метаморфических и габброидных пород фундамента; 10 - гипербазиты; 11 - позднепалеогеновые интрузивные габброиды; 12 - разрывные нарушения (а - сбросы, б - надвиги); 13 - границы (а - нормального стратиграфического и интрузивного контакта, б - несогласного налегания); 14 - направление падения пород

В состав комплекса фундамента входят и габброиды, широко развитые по периферии гипербазитового массива о. Карагинского.

Верхнемеловые породы на о. Карагинском выделены Б.К. Долматовым, С.А. Мельниковой, Ю.М. Стефановым (1969) в мамикинваямскую свиту, состоящую из двух подсвит. Остатки фауны иноцерамов обнаружены только в породах нижней подсвиты. Мною верхняя подсвита сопоставляется с хапицкой свитой.

Отложения верхней подсвиты согласно перекрыты палеонтологически охарактеризованными отложениями среднего палеогена, что наблюдалось мною непосредственно в обнажениях. Возраст хапицкой свиты на этом основании верхний мел – ранний палеоген.

Разрез верхнемеловых отложений (нижняя подсвита мамикинваямской свиты, по Б.К. Долматову, С.А. Мельниковой, Ю.М. Стефанову, 1969) представлен пепловыми, гравийными, лапиллиевыми и агломератовыми туфами основного и среднего состава, часто с кремнистым цементом, шаровыми лавами, брекчированными потоками пироксеновых базальтовых, а также роговообманковых андезитовых порфиритов и дацитовых порфиров. В меньшей степени развиты кремнистые и кремнисто-глинистые породы с примесью пеплового материала основного и среднего состава. Мощность палеонтологически обоснованных верхнемеловых отложений 1100 м.

На п-ове Озерном верхнемеловые отложения развиты весьма скудно. Они слагают останцы кровли в массивах гипербазитов, которые в палеогене были вынесены на поверхность интенсивными тектоническими движениями. Вместе с меловыми породами прорывающие их гипербазиты вынесли на поверхность и останцы пород комплекса фундамента (фиг. 39).

В состав пород фундамента, по Б.И. Слядневу и С.А. Мельниковой, проводивших здесь геологическую съемку, входят хлорит-эпидот-амфиболовые, эпидот-амфибол-кварц-альбитовые и двуслюдяные-кварц-альбитовые, гранатсодержащие кристаллические сланцы, кварциты и амфиболиты. По моим данным, сюда же относятся гипербазиты и габброиды различного состава, широко развитые на полуострове (Гладенков, Луцкина, 1967; Луцкина, 1968). Возраст фундамента, так же как и в других районах Восточной Камчатки, предположительно мезозойский. Мощность пород фундамента в районе Хавывенской возвышенности 1200 м.

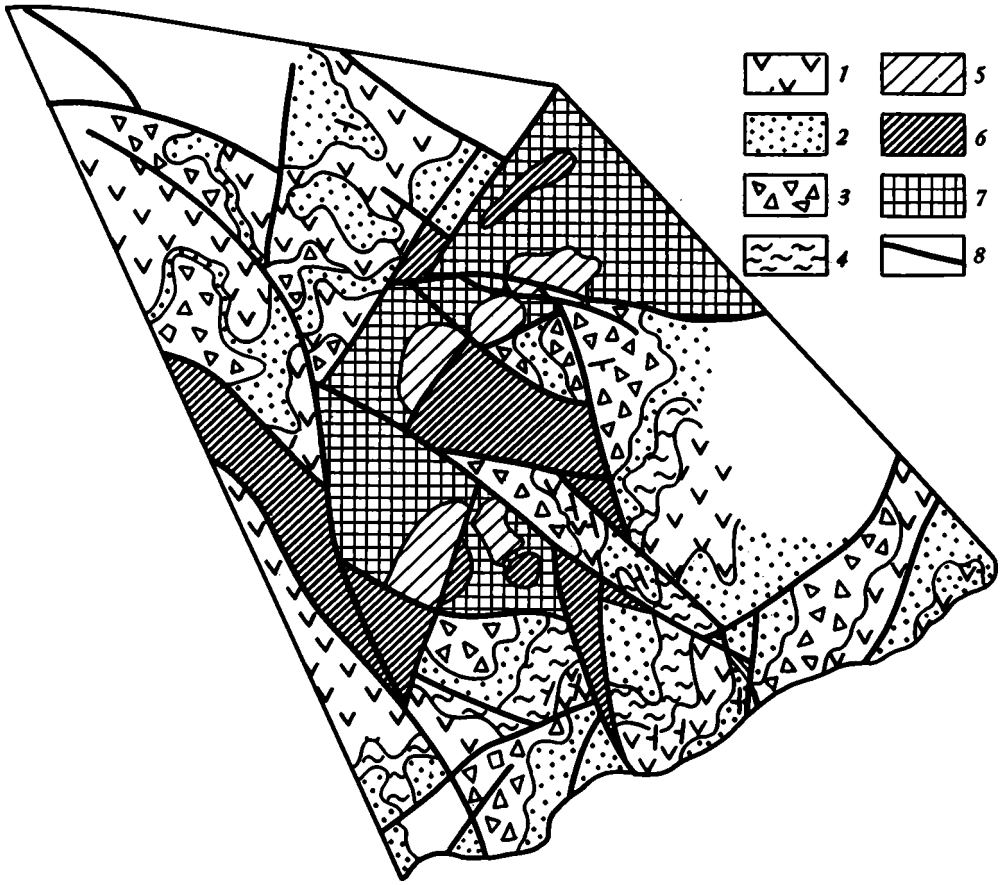
В истоке р. Третьей Б.И. Слядневым и С.А. Мельниковой прослежен разрез верхнемеловых отложений, по-видимому, залегающих непосредственно на габброидах комплекса фундамента. Сам контакт описан ими не был, однако состав базальных слоев, переполненных неокатанными обломками выветрелых габброидов, свидетельствует о близости фундамента. Следует отметить, что разрез находится в непосредственной близости от обнажений габброидов и метаморфических пород и отделен от них тектоническими нарушениями.

В разрезе обнажены снизу вверх:

	Мощность, м
1. Брекчии осадочные, массивные, пятнистые, серые, с кремнистым цементом. Размеры остроугольных обломков 0,3–2 см. В составе обломков различаются яшмы, выветрелые пироксены, базальты и базальтовые порфириты, обломки призматического слоя раковин иноцерамов	15
2. Андезито-базальтовые порфириты пятнистые, амфиболизированные	5
3. Альбитизированные базальты	6
4. Яшмы грязно-бурые, черные, темно-серые и серые, массивные, неслоистые	35

Несколько ниже по реке мощность описанного разреза наращивается (до 100 м) яшмами, базальтами и диабазовыми порфиритами.

В верховьях р. Четвертой автором был описан останец кремнисто-глинистых туфово-кремнистых пород, в основании которых залегают зеленые афировые базальты. Мощность кремнистых пород превышает 50 м. Породы почти неслоистые, пестрые, пятнистые, темно-красно-коричневые.



Фиг. 39. Схематическая геологическая карта юго-восточной части п-ова Озерного (бассейны рек Третьей, Четвертой, Пятой)

Различные литологические пачки пород палеогенового вулканогенно-осадочного комплекса: 1 - эффузивы основного состава, 2 - песчаники и алевролиты, 3 - грубообломочные породы, 4 - кремнистые породы; 5 - верхнемеловая вулканогенно-кремнистая толща; 6 - амфиболиты и габброиды фундамента; 7 - гипербазиты; 8 - разрывные нарушения

В левых истоках р. Четвертой автором описан небольшой останец зеленых туфогенных пород и неслоистых сильно перемятых туфов. Туфы и туфогенные породы, мощность которых около 20 м, перекрыты пачкой неслоистых кремнисто-глинистых черных и зеленых пород. Мощность кремнистой пачки 30 м.

На горе Гребень в небольшом останце верхнемеловых пород обнажены зеленые афировые базальты и диабазы, переслоенные алевролитовыми и алевро-псаммитовыми зелеными туфами. Общая мощность пород в этой части разреза, в которой преобладают эффузивы, превышает 200 м.

Никакого представления о характере всего разреза верхнемеловых отложений на п-ове Озерном по приведенным данным составить не удается. Можно судить только о характере слагающих его пород, об общем геологическом положении этих отложений, а также о том, что подавляющая часть образований, выделенных Б.И. Слядневым и С.А. Мельниковой как верхний мел, таковыми не являются, а скорее всего принадлежат к мощному разрезу палеогенового вулканогенно-осадочного комплекса, сопоставимого с палеогеновыми толщами полуостровов Камчатский Мыс и Кроноцкий.

В этой зоне верхнемеловые отложения известны только на островах Малой Курильской дуги. По данным Н.А. Соловьевой (1969), они представлены тремя свитами: матакотанской, малокурильской и зеленовской. Все три свиты сложены вулканогенными породами и представляют единый комплекс. В формационном отношении он сопоставим с эффузивно-пирокластической формацией Центральной и Восточной Камчатки. Матакотанская свита, основание которой неизвестно, сложена эффузивами базальтового и андезито-базальтового состава и грубообломочными вулканитами, аналогичными по составу эффузивам. По простиранию Малой Курильской дуги с севера на юг в составе свиты количество кластических вулканитов убывает, а эффузивов увеличивается.

Н.А. Соловьева делит свиту на две части. Нижняя часть мощностью 500 м представлена преимущественно эффузивами и лавобрекчиями. Верхняя часть свиты сложена толщей грубообломочных пород (конгломерато-брекчий, агломератовых туфов) с пластами шаровых лав и пачками слоистых вулканогенно-осадочных пород. Состав пород базальтовый и андезито-базальтовый. Мощность грубообломочных горизонтов 100-150 м, прослоев лав - 10-15 м. Междушаровые пространства в лавах выполнены туфовым материалом. Хемогенные породы отсутствуют. Суммарная мощность отложений матакотанской свиты 700-800 м.

Породы малокурильской свиты согласно перекрывают подстилающие породы, иногда с 10-метровым прослоем конгломерато-брекчий в основании. Свита сложена вулканогенно-осадочными отложениями пелитовой, алевритовой, псаммитовой и мелкопсефитовой размерности. В разрезе свиты наблюдаются все переходные разности от туфов до осадочных пород. Вулканические брекчии и агломератовые туфы отсутствуют. Эффузивы наблюдаются довольно редко.

В нижних горизонтах свиты преобладают тонко ритмично чередующиеся вулкано-терригенные песчаники, алевролиты, аргиллиты с маломощными прослоями мелкозернистых туфов и мергелей. В таких горизонтах снизу вверх по разрезу постепенно уменьшается размерность кластического материала. Мощность отдельных горизонтов 100-150 м.

По простиранию свиты мощность ее увеличивается с севера на юг, резко грубеет обломочный материал. На юге Малой Курильской дуги в составе свиты наблюдаются вулкано-терригенные конгломераты, гравелиты, грубозернистые песчаники, резко возрастает роль туфов псаммитовой и псефитовой размерности. В виде отдельных линз присутствуют конгломерато-брекчии, аналогичные матакотанским, эффузивы и субвулканические тела. Мощность отложений малокурильской свиты варьирует от 500 до 1000 м.

Отложения зеленовской свиты в нижней части представлены лавами и лавобрекчиями с прослоями конгломерато-брекчий и агломератовых туфов. Эффузивы свиты представлены пироксеновыми, плагиоклазовыми и пироксен-плагиоклазовыми разностями, часто переслаивающимися между собой или даже сменяющими одна другую в пределах одного потока. Верхняя часть свиты мощностью 100-150 м сложена вулканическими брекчиями, конгломерато-брекчиями с прослоями конгломератов и лавобрекчий. Видимая мощность свиты 400-500 м.

Таким образом, верхнемеловой вулканогенно-осадочный комплекс Камчатки и Курильских островов представлен двумя формациями: туфово-кремнистой и эффузивно-пирокластической. Некоторые различия строения формаций в разных структурно-фациальных зонах островной дуги обусловлены, как было показано, специфичными особенностями их развития.

В составе и петрохимических особенностях слагающих комплекс пород при наличии "зональных" отличий наблюдается много общего, что позволяет рассматривать вулканогенно-осадочный комплекс как генетически единое образование.

ТИПЫ ПОРОД ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНОГО КОМПЛЕКСА И ИХ ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

В вулканогенно-осадочном комплексе можно выделить четыре группы пород: эффузивные, пирокластические и смешанные, хемогенные, вулкано-терригенные.

Эффузивы. Среди эффузивов и даек на южном участке Центрально-Камчатской зоны выделены (Марковский, Ротман, 1969): пироксеновые лейциты, лейцитовые тефриты, пироксеновые трахибазальты, плагиоклазовые базальты, трахибазальты с вкрапленниками плагиоклаза и пироксена, спилиты и афировые базальты, трахиандезито-базальты с вкрапленниками плагиоклаза, клинопироксена и биотита или плагиоклаза, биотита, клинопироксена, амфибола, или плагиоклаза, клинопироксена и амфибола, мелкозернистые порфировидные шонкиниты, биотитовые лампрофиры. В нижней части комплекса в этой зоне преобладают трахиандезито-базальты, трахибазальты и базальты с вкрапленниками плагиоклаза, амфибола и моноклинного пироксена. В средней части свиты преимущественно развиты пироксен-плагиоклазовые и плагиоклаз-пироксеновые трахибазальты, лейцитовые тефриты и лейциты, которые в верхах средней толщи сменяются трахиандезито-базальтами с вкрапленниками клинопироксена, плагиоклаза, амфибола, биотита, магнетита и апатита. В верхней части разреза комплекса (кирганикская свита) преобладают трахиандезито-базальты, трахибазальты, реже базальты и андезито-базальты, среди вкрапленников которых совместно с плагиоклазом, амфиболом и клинопироксеном появляется ромбический пироксен (Марковский, Ротман, 1969).

Г.Б. Флеров (1969; Флеров, Колосков, 1968) считает, что щелочные и субщелочные эффузивы характерны только для верхней части комплекса (кирганикской свиты), т.е. для эффузивно-пирокластической формации. Наиболее щелочные разности базальтоидов (шонкиниты, габбро-сиениты, эпилейцитовые шонкиниты), по его мнению, слагают субвулканическую фацию. При этом Г.Б. Флеров выделяет еще метасоматические образования пироксен-ортоклаз-биотитового состава, возникшие за счет трахиандезито-базальтовых и трахибазальтовых лав.

А.И. Байков (1966, 1970; Байков, Марченко, 1967) придерживается наиболее крайней точки зрения, считая, что все эффузивы комплекса в Центрально-Камчатской зоне имели нормальный щелочноземельный состав, а повышенная щелочность их (особенно калиевая) наложена и появляется в процессе трансформации подводного вулканизма в наземный.

Андезито-базальты, базальты и спилиты, по данным Г.Б. Флерова ("Оптические...", 1967), характерные для туфово-кремнистой формации, сложены вкрапленниками (25-50%) и основной массой. Во вкрапленниках постоянно присутствует моноклинный пироксен диопсид-авгитового ряда, плагиоклаз (лабрадор № 50-60 в базальтах и андезин-лабрадор № 45-50 в андезитах), реже роговая обманка. Фенокристы плагиоклаза, составляющие 60-70% общего количества вкрапленников, обычно альбитизированы.

Основная масса состоит из мелких микролитов плагиоклаза (андезин-лабрадор № 48-55), мелких зерен пироксена и девитрифицированного в различной степени основного стекла по которому развиты хлорит и цеолиты. Структура основной массы витрофировая, аповитрофировая, микролитовая, гиалопилитовая, пилотакситовая, интерсертальная, спилитовая, диабазовая и субофитовая.

Трахиандезито-базальты, трахибазальты, основные трахибазальтовые порфириты сложены вкрапленниками (30-60%) и основной массой. Во вкрапленниках: пироксен (часто преобладает) группы диопсида и титансодержащего авгита (Марковский, Ротман, 1969) или титанавгит очень крупных размеров; плагиоклаз-лабрадор № 50-60; роговая обманка - зеленая или зелено-бурая и коричневая; биотит, практически всегда замещенный хлоритом, эпидотом и карбонатом. Характерно наличие во вкрапленниках этих пород крупнокристаллического апатита (до 1 мм в поперечнике). По преобладанию во вкрапленниках того или иного минерала можно выделить пироксеновые, плагиоклазовые, роговообманковые и промежуточные разности. В основной массе - микролиты плагиокла-

Таблица 15

Средние химические составы эффузивов вулканогенно-осадочного комплекса

Компонент	Пироксеновые лейциты	Лейцитовые тефриты	Пироксеновые трахибазальты	Плагиоклазовые базальты	Трахибазальты с плагиоклазами и пироксеном	Спилиты и афировые базальты
SiO_2	48,29	46,61	48,48	47,09	48,69	50,05
TiO_2	0,50	0,95	0,5	1,29	0,73	1,00
Al_2O_3	13,46	14,45	12,88	18,61	16,49	18,53
Fe_2O_3	6,21	5,22	7,41	4,80	5,40	2,79
FeO	5,75	6,11	4,50	6,75	4,89	4,68
MnO	0,17	0,19	0,23	0,34	0,22	0,17
MgO	6,17	6,26	7,57	4,41	5,84	3,21
CaO	9,72	8,87	10,50	8,60	8,31	8,57
Na_2O	2,33	2,64	1,70	3,55	3,20	4,75
K_2O	3,77	3,34	3,52	0,41	2,35	0,95
H_2O	0,45	1,04	-	0,40	0,33	0,45
P_2O_5	-	-	0,47	-	-	-
CO_2	-	0,77	-	-	-	-
П.п.п.	3,01	3,39	2,53	3,51	3,22	3,22
Сумма	99,83	99,84	100,29	99,76	99,67	99,67

за, калиевого полевого шпата, реже пироксена. Структура основной массы апоинтерсертальная, диабазовая, микролитовая, трахитовая, реже витрофировая, сферолитовая.

Ортоклазовые трахиандезито-базальты, трахиандезитовые порфириты, порфировидные шонкиниты, эпилейцитовые шонкиниты – породы резко выраженного порфирового или порфировидного облика. Во вкрапленниках кроме клинопироксена, плагиоклаза, биотита и роговой обманки появляются калиевый полевой шпат и реже ромбический пироксен. Клинопироксен представлен диопсидом. Соотношение минералов во вкрапленниках этих пород значительно варьирует (Флеров, Колосков, 1968). Плагиоклаз и роговая обманка в этих породах практически отсутствуют. По данным Б.А. Марковского и В.К. Ротмана, лейцит вкрапленников всегда замещен либо анальцимом, либо альбитом и калиевым полевым шпатом.

Основная масса состоит из игольчатых микролитов клинопироксена, калиевого полевого шпата, погруженных в стекловатый, девитрифицированный базис. Структура основной массы микролитовая, микропойкилитовая, монцонитовая, пойкилитовая.

Петрохимии и петрологическим особенностям эффузивов верхнего мела Центрально-Камчатской зоны посвящено несколько работ В.К. Ротмана и Б.А. Марковского (1965, 1968, 1970; Марковский, Ротман, 1969, 1971; Ротман, 1963, 1971а,б). Свои построения авторы основывают на валовой

Центрально-Камчатской зоны (по Марковскому, Ротману, 1969), вес.%

Трахиандезито-базальты			Псевдолейцитовые порфиры	Порфировидные шонкиниты	Биотитовые лампрофиры	Среднее для эффузивов Центрально-Камчатской зоны
53,30	54,41	52,00	49,20	49,18	45,52	49,40
0,36	0,39	0,51	0,46	0,28	0,39	0,61
15,07	18,22	17,08	14,44	10,81	16,53	15,55
4,57	3,80	4,22	5,59	6,36	6,71	5,26
3,96	4,50	3,93	6,05	5,65	5,16	5,16
0,16	0,19	0,14	0,26	0,20	0,18	0,20
3,84	3,68	4,69	5,14	8,31	6,04	5,45
7,12	5,13	6,71	9,17	12,21	12,43	8,94
3,39	4,69	4,35	1,92	1,42	2,51	3,04
4,74	3,23	2,02	4,58	-	1,51	2,53
0,30	0,46	0,44	0,40	0,23	0,37	0,40
-	-	0,17	-	-	-	0,05
-	-	-	-	-	-	0,06
2,97	1,16	3,28	2,36	1,15	2,73	0,72
99,78	99,86	99,54	99,57	96,10	100,08	97,37

обработке большого количества химических анализов эффузивов и на их нормативном минеральном составе (табл. 15). Эти авторы не придают сколько-нибудь существенного значения положению в разрезе эффузивов разного состава и структуры. Мы уже указывали, что различные исследователи Центральной Камчатки по-разному подходят к проблеме щелочности эффузивов региона. Так, в отличие от В.К. Ротмана и Б.А. Марковского (1965) Г.Б. Флеров и А.В.Колосов (1968) полагают, что щелочность эффузивов прогрессивно нарастает вверх по разрезу от туфово-кремнистой формации к эффузивно-пирокластической. Существенно калиевые разновидности эффузивов и субвулканических пород появляются только в верхней части комплекса, которая, возможно, даже оторвана по времени от нижней формации.

А.И. Байков предполагает (и доказывает) существенно метасоматическую природу пород с повышенной калиевой щелочностью, образованных за счет нормальных щелочноземельных вулканитов, и только в центрах позднемеловой вулканической деятельности.

Оперируя нормативными пересчетами по системе C.I.P.W. не привязанных к определенным частям разреза химических составов разнообразных вулканических пород, входящих в него, Б.А. Марковский и В.К. Ротман (1969) приходят к выводу, что базальты комплекса являются недосыщенными кремнеземом породами и что при $SiO_2 = 50\%$ можно говорить о значительном модальном содержании суммы щелочных металлов. То же самое, только с использо-

ванием классификации А.Н. Заварицкого, отмечают О.Н. Волынец и Г.Б. Флеров, весьма детально рассматривающие состав эффузивов верхней части комплекса. По их данным, большинство базальтов и субвулканических пород относятся к классу пород, слегка недосыщенных SiO_2, и к группам бедных и умеренно богатых щелочами пород. В меньшей степени развиты породы насыщенные и ненасыщенные SiO_2. Среди последних отмечаются разности, богатые щелочами. Еще раз подчеркнем, что это относится только к породам, развитым в составе эффузивно-пирокластической формации.

В.К. Ротман и Б.А. Марковский отмечают, что при общем повышенном содержании щелочей для лав Центральной Камчатки характерно преобладание пород с повышенным содержанием калия аналогично с эффузивами Малой Курильской дуги и п-ова Нимуро на о. Хоккайдо. Однако диаграмма соотношения K_2O и Na_2O, приводимая этими авторами, свидетельствует о преимущественном развитии натровых разностей среди позднемеловых эффузивов Центральной Камчатки, тогда как эффузивы вулканогенно-осадочного комплекса Малых Курил более калиевые.

О.Н. Волынец и Г.Б. Флеров считают, что изменение кислотности в ряду трахибазальты – ортоклазовые трахиандезиты идет по пути постепенного насыщения пород SiO_2 и увеличению содержания в них щелочей до умеренно богатых и богатых щелочами пород.

Исследования петрохимических особенностей лав вулканогенно-осадочного комплекса (см. фиг. 19) приводят к заключению, что эффузивы Центральной Камчатки – гораздо более насыщенные щелочами породы в целом по сравнению с породами формаций Камчатского Мыса и францисканской. В то же время ареал распределения точек на диаграммах AFM и CNK весьма широк, вследствие этого отдельные разности пород попадают в поле высокоглиноземистых базальтов и даже в поле толеитовых базальтов. Отношение K_2O/Na_2O в этих породах также варьирует в широких пределах и часто бывает выше 1,0 (фиг. 40). При этом практически во всех случаях породы с отношением $\frac{K_2O}{Na_2O} > 1{,}0$ являются составляющими кирганикской свиты. Для туфово-кремнистой формации комплекса характерны эффузивы с натровой специализацией при общей повышенной щелочности пород.

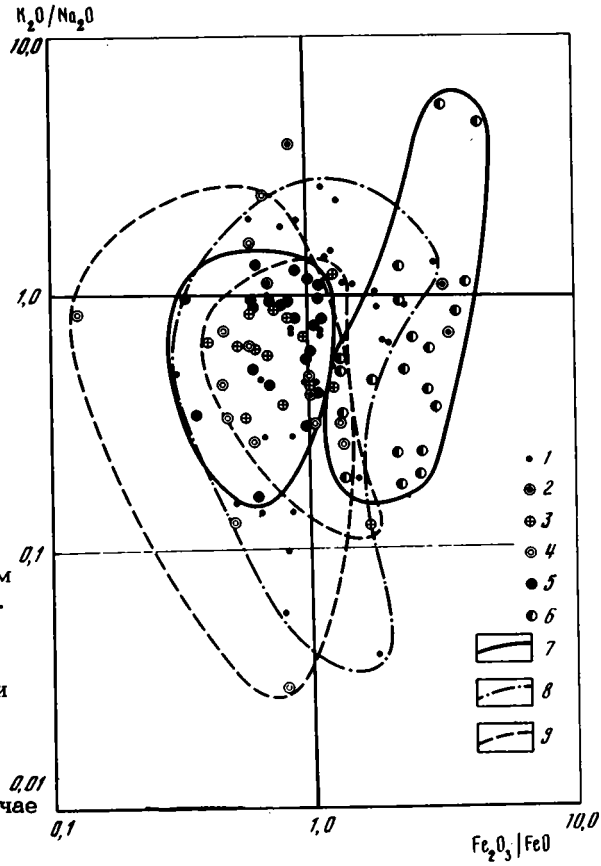
Б.А. Марковский и В.К. Ротман (1969, стр. 30) утверждают, что повышенная щелочность "не выражается или выражается слабо в минеральном составе лав, что связано, по-видимому, с преимущественной концентрацией щелочей в стекловатой основной массе лав". Наши данные и материалы большинства исследователей Камчатки свидетельствуют о широком развитии в базальтах Центральной Камчатки альбитизации плагиоклазов как во вкрапленниках, так и особенно в основной массе.

Повышенные содержания K_2O тоже всегда связаны с появлением в породах калиевых силикатов (калиевого полевого шпата, лейцита).

Соотношение Fe_2O_3/FeO (см. фиг. 40) в эффузивах Центральной Камчатки также достаточно широко колеблется, что отражает окислительно-восстановительные процессы, протекающие при их формировании.

Основной вывод В.К. Ротмана и Б.А. Марковского о том, что описываемые породы являются производными однородной базальтовой магмы повышенной щелочности (щелочной оливиновой базальтовой магмы), вероятно, правилен. Но вывод о существенно калиевой щелочности исходного расплава и его дифференциатов сомнителен. Калиево-щелочные породы, по данным большинства камчатских геологов, появляются только в верхней половине комплекса, условия формирования которой существенно отличались от условий образования его нижней части. Последние данные В.К. Ротмана свидетельствуют о некотором изменении представлений о характере щелочности лав Центральной Камчатки (табл. 16).

Как видно из табл. 16, В.К. Ротман выделяет в Центрально-Камчатской зоне только щелочные и толеитовые базальты.



фиг. 40. Диаграмма соотношения $K_2O/Na_2O - Fe_2O_3/FeO$ для эффузивов и туфогенных пород Центрально-Камчатской, Восточно-Камчатской и Курильско-Южкамчатской структурно-фациальных зон

Центральная Камчатка: 1 – эффузивы, 2 – туфы и яшмы; Восточные хребты: 3 – эффузивы, 4 – туфы и туфосилициты; Малые Курилы: 5 – эффузивы, 6 – туфы. Ареалы распределения значений: 7 – малокурильская свита, 8 – ирунейская серия, 9 – валагинская серия и отложения п-ова Озерного

Несомненно, к двум последним средним составам пород название "толеиты" не может быть отнесено уже из-за содержания K_2O. Сравнение с океаническими толеитами (см. табл. 3) это полностью подтверждает. Даже трапповые толеиты не содержат K_2O больше 1,0. В лучшем случае в усредненные типы попали щелочные и высоко глиноземистые дифференциаты. Важно, что большинство эффузивов комплекса – это породы с повышенной натровой щелочностью, что весьма важно, так как именно этим, по моему глубокому убеждению, можно объяснить большое количество кремнистых пород, имеющихся в составе рассматриваемого комплекса.

В Восточно-Камчатской зоне эффузивы широко развиты в верхней, эффузивно-пирокластической, формации. Для нижней, туфово-кремнистой, формации комплекса они не характерны, здесь они наблюдаются эпизодически и далеко не в каждом разрезе толщи.

На о. Карагинском и п-ове Озерном эффузивы играют существенную роль в разрезе комплекса, так же как в вулканогенно-осадочном комплексе на северном участке Центрально-Камчатской структурно-фациальной зоны.

В.К. Ротман и Б.А. Марковский (1970) в составе комплекса выделяют пироксен-плагиоклазовые базальты, трахибазальты и андезиты, оливин-пироксен-плагиоклазовые базальты и трахибазальты. Эти исследователи считают распределение эффузивов разного состава в разрезе комплекса беспорядочным, В.А. Селиверстов и А.Г. Цикунов отмечают более упорядоченное их распределение. В составе туфово-кремнистой формации ими описаны только единичные прослои миндалекаменных базальтовых порфиритов. Вкрапленники, представленные плагиоклазом и клинопироксеном, слагают 30–40% породы и иногда имеют очень крупные размеры. Плагиоклаз вкрапленников – частично альбитизированный средний-основной лабрадор; клинопироксен – авгит, составляющий 10–15% вкрапленников. Основная масса обладает интерсертальной, апоинтерсертальной, пилотакситовой и микродолеритовой структурой и состоит из лейст нацело альбитизированного плагиоклаза и авгита, погруженных в хлоритизированный девитрифицированный базис. Очень редко наблюдаются псевдоморфозы вторичных минералов по оливину. Базальты имеют лейкократовый облик.

Таблица 16

Состав лав Центральной Камчатки, по В.К. Ротману (1971а) (вес.%)

Компонент	Щелочные базальты	Кварцевые толеиты	Толеиты и оливиновые толеиты
SiO_2	49,98	51,07	49,88
TiO_2	0,62	0,67	0,61
Al_2O_3	15,28	17,35	13,37
Fe_2O_3	5,11	4,63	4,93
FeO	5,05	4,75	8,97
CaO	9,43	8,06	8,25
MgO	5,83	4,59	5,91
MnO	0,18	0,18	0,18
Na_2O	2,91	3,48	2,95
K_2O	3,33	2,66	2,46

В верхней формации вулканогенно-осадочного комплекса В.А. Селиверстов выделяет пикритовые порфириты, меланократовые базальтовые порфириты, пироксен-оливиновые базальты, меланократовые гиалобазальтовые порфириты, базальтовые и гиалобазальтовые порфириты, пироксен-роговообманковые андезитовые порфириты.

Пикритовые порфириты в составе вкрапленников содержат оливин (35-40%) и моноклинный пироксен (10%), погруженные в микродолеритовую основную массу, которая состоит из микролитов пироксена (30-35%) и плагиоклаза (20%). Меланократовые базальтовые порфириты содержат во вкрапленниках только клинопироксен (40%), погруженный в основную интерсертальную или микролитовую массу, состоящую из лейст альбитизированного плагиоклаза, микролитов, клинопироксена и хлоритизированного стекла. Пироксен-оливиновые разности базальтов отличаются от описанных примерно равным соотношением оливина и пироксена во вкрапленниках, общее количество которых достигает 40%. Оливин в большинстве случаев замещен серпентином, иддингситом и хлоритом. В основной массе практически всех базальтов почти всегда содержится то или иное количество стекловатого мезостазиса, замещенного вторичными минералами. Крайние в этом смысле разности представлены гиалобазальтами. При меланократовом облике таких пород фенокристы состоят из оливина и пироксена, при лейкократовом - из пироксена и плагиоклаза либо одного плагиоклаза. Характерна постоянная альбитизация плагиоклаза в базальтах, особенно в основной массе.

Гиалобазальты и гиалобазальтовые порфириты отличаются от других разностей миндалекаменным или пузырчатым обликом. Объем миндалин часто достигает 40-60% объема породы.

Пироксен-роговообманковые андезитовые порфириты приурочены к подошве второй толщи комплекса, т.е. залегают непосредственно на туфово-кремнистой толще. Это также стекловатые породы, в которых вкрапленники сложены роговой обманкой и альбитизированным плагиоклазом и редко клинопироксеном. Характерно, что стекловатый мезостазис превращен в хлорит-альбитовый агрегат.

С.А. Мельниковой в 1969 г. на о. Карагинском и автором в 1970 г. на п-ове Озерном в составе комплекса описаны спилиты, пироксеновые базальтовые порфириты и диабазы. На о. Карагинском, кроме того, имеются роговообманковые андезитовые и андезито-дацитовые порфириты. Спилиты, как правило, миндалекаменные, порфировидные, редко афировые породы. Вкрапленники (10-30%) представлены в основном плагиоклазом, клинопироксеном и псевдоморфозами по оливину и ортопироксену. Плагиоклаз (лабрадор № 60-

65) часто альбитизирован, но не полностью. Альбит развивается по трещинам и периферии фенокристов. Пироксен представлен авгитом (c : Ng = 46–48°), иногда с диаллаговой штриховкой и структурой "песочных часов". Псевдоморфозы по оливину и пироксену сложены хлоритом, эпидотом, кварцем. Основная масса, имеющая спилитовую или вариолитовую, близкую с витрофировой и кристаллической, структуру, состоит из альбитизированного плагиоклаза, погруженного в девитрифицированный мезостазис. Вторичное минералообразование выражено в развитии по стеклу хлорита, пренита, пумпеллиита и лейкоксена. Базальтовые и диабазовые порфириты – стекловатые или поликристаллические породы, отмечаются вкрапленники плагиоклаза и пироксена. В базальтах редкие псевдоморфозы по оливину. В диабазах основная масса полнокристаллическая, без стекла. Оливина в диабазах не наблюдается.

Андезитовые и андезито-дацитовые порфиры содержат 10–15% вкрапленников альбитизированного плагиоклаза и роговой обманки, обычно замещенной хлоритом и кварцем. Кварц и средний плагиоклаз диагностируются в основной массе пород, имеющей пилотакситовую или микрофельзитовую структуру.

Эффузивы хапицкой свиты, или верхней толщи вулканогенно-осадочного комплекса, отличаются от нижележащих пород увеличением количества средних по составу разностей пород. Они подстилаются толщей, в которой преобладают ультраосновные эффузивы и их туфы (Марковский, Ротман, 1971; Эрлих, Шанцер, Кутыев, 1971; и др.). Поэтому андезито-базальтовый и андезитовый состав хапицких эффузивов резко выделяется. Вместе с несогласием в основании свиты контрастный состав туффитов, а также характер разреза свидетельствуют скорее всего о новом вулканическом цикле в Восточно-Камчатской зоне в раннем палеогене или на границе мела и палеогена. Это перекликается с данными Г.Б. Флерова и других о самостоятельности кирганикской свиты в Центральной Камчатке. Но окончательное решение этой проблемы – дело будущих более детальных исследований.

В хапицкой свите В.А. Селиверстовым в 1971 г. описаны пироксен-плагиоклазовые, пироксеновые и плагиоклазовые андезито-базальтовые и базальтовые порфириты, оливин-пироксеновые миндалекаменные и пироксен-плагиоклазовые андезитовые порфириты, вариолитовые трахибазальтовые порфириты, амфибол-пироксеновые, амфибол-биотитовые андезитовые и гиалоандезитовые порфириты.

Химические составы эффузивов комплекса приведены в табл. 17 и 18.

Обобщив данные по химическому составу позднемеловых эффузивов Восточно-Камчатской зоны, В.К. Ротман (1971) приводит средние составы пород (табл. 19).

Выделение В.К. Ротманом толеитовых разностей в этой зоне, так же как и в Центрально-Камчатской зоне, представляется неубедительным из-за высокого содержания суммарной щелочи и в особенности K_2O. Средние типы пород, которые В.К. Ротман считает толеитовыми, скорее всего являются нормальными щелочноземельными типами, возможно, производными щелочной и высокоглиноземистой магм. В справедливости таких соображений убеждает сравнение химического состава пород, приводимых В.К. Ротманом, со средними типами толеитов и высокоглиноземистых базальтов, рассмотренных ранее (см. табл. 3).

Нанесенные на диаграмму AFM (см. фиг. 19) составы валагинских и озерновских эффузивов (см. табл. 17, 18) образуют ареал точек, сдвинутый по сравнению с ареалом точек, отражающих состав центральнокамчатских эффузивов, в сторону высокоглиноземистых базальтов.

На диаграмме CNK описываемые породы также располагаются ближе к высокоглиноземистым и толеитовым разностям, представленным породами формаций Камчатского Мыса и францисканской. В отличие от существенно щелочных эффузивов Центральной Камчатки в породах Восточных хребтов в подавляющем большинстве случаев содержание Na_2O преобладает над содержанием K_2O (см. фиг. 40), а значение $Fe_2O : FeO$, как правило, меньше единицы. По

Таблица 17

Средние химические составы эффузивов валагинской серии и хапицкой свиты (по данным В.К. Ротмана и Б.А. Марковского), вес. %

Компонент	Пироксен-плагиоклазовые			Пироксеновые		Оливин-пироксен-плагиоклазовые		Оливин-пироксеновые трахибазальты	Амфибол-пироксен-плагиоклазовые	
	трахибазальты	базальты	андезиты	базальты	трахибазальты	базальты	трахибазальты		базальты	трахибазальты
SiO_2	49,09	49,88	57,60	49,78	48,44	48,10	49,17	49,64	50,18	45,90
TiO_2	0,73	0,68	0,71	0,55	0,52	0,59	0,72	0,50	0,69	0,93
Al_2O_3	16,85	15,60	16,06	12,76	12,86	12,43	14,68	14,15	16,45	15,71
Fe_2O_3	3,36	3,92	3,28	3,38	3,55	4,87	3,60	6,38	4,60	2,55
FeO	5,58	4,85	4,26	5,88	6,90	5,35	5,34	5,36	3,71	6,39
CaO	7,18	9,44	6,54	9,13	8,13	10,64	8,18	8,30	10,09	9,69
MgO	5,88	6,62	3,05	9,16	12,14	7,71	8,13	6,78	4,82	7,81
MnO	0,19	0,14	0,18	0,17	0,14	0,15	0,17	0,03	0,16	0,18
Na_2O	3,53	2,18	4,03	2,30	2,40	2,45	3,07	2,78	2,67	2,60
K_2O	2,20	1,79	1,49	1,94	1,53	1,64	1,77	3,30	1,15	1,63
H_2O^+	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
H_2O^-	0,86	0,77	0,11	0,74	1,25	1,29	0,49	0,53	0,59	1,80
CO_2	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
C	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
P_2O_5	0,16	0,20	0,28	0,26	0,14	0,16	0,23	–	0,11	0,27
П.п.п.	4,39	3,93	2,41	3,95	3,60	4,62	4,45	2,25	4,78	4,54
Сумма	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

окисно-закисному соотношению железа породы Восточной зоны сопоставимы с эффузивами Центральной Камчатки.

Описывая вулканические породы Восточно-Камчатской зоны, В.К. Ротман и Б.А. Марковский приходят к выводу, что базальты являются переходными от щелочных оливиновых типов к толеитовым. Формировались такие базальты, по мнению указанных авторов, на глубинах, промежуточных между глубинами формирования первых и вторых разностей.

В свете существующих петрологических концепций, рассмотренных в предыдущих разделах настоящей работы, представляется возможным уточнить данные В.К. Ротмана и Б.А. Марковского. Базальты Восточных хребтов Камчатки, вероятнее всего, являются производными высокоглиноземистой магмы и ее щелочных и щелочноземельных дериватов с существенно натровой специализацией. Альтернативна предполагаемая А. и Ц. Энгелями и Р. Хавенсом (A. Engel, C. Engel, Havens, 1965; А. Энгель, Ц. Энгель, 1968) последовательность дифференциации океанических изверженных пород от океанических толеитовых базальтов через щелочные базальты к андезитовым и олигоклазовым андезитам, трахитам и фонолитам.

Петрохимические особенности рассмотренных базальтов позволяют предположить их самостоятельное, не связанное с толеитами происхождение в пределах континентальной коры или коры переходного от океанического к континентальному типа.

О непосредственной связи вулканизма начальных этапов развития островных дуг свидетельствуют исследования, проведенные автором, М.С. Марковым, Г.Е. Некрасовым, Э.И. Пополитовым, А.В. Колосковым и другими в последние годы[1]. Толеитовый вулканизм развивается на "габброидном" меланократовом фундаменте, примером которого является комплекс габброидов п-ова Камчатский Мыс. Щелочноземельный высокоглиноземистый субщелочной (с существенно натровой специализацией) базальтовый и андезито-базальтовый вулканизм проявился на фундаменте "амфиболитового" типа. Примеры такого фундамента известны в пределах всей Восточной Камчатки - о. Карагинский, п-ов Озерной, Хавывенская возвышенность (Марченко, Мельникова, Сляднев, 1969), хр. Кумроч[2], Ганальский хребет (Розен, Марков, 1973). Щелочной и ультращелочной (калиевый) базальтовый вулканизм проявился на "плагиогранитном" типе фундамента, известном в пределах Срединного хребта Камчатки (Марченко, 1968).

На Малой Курильской дуге верхнемеловые отложения имеют много общего с отложениями верхней части разреза Центрально- и Восточно-Камчатской зон.

Базальты матакотанской свиты представлены лавобрекчиями, массивными шаровыми и столбчатыми разностями. Иногда они миндалекаменные. Породы всегда с порфировой структурой. Фенокристы сложены в основном моноклинными пироксенами и плагиоклазом № 60-75, обычно нацело замещенным альбитом. Зональные кристаллы редки. Моноклинные пироксены по составу отвечают авгиту. Ромбические пироксены редки и обычно нацело замещены хлоритом или иддингситом. Основная масса пород содержит лейсты альбитизированного плагиоклаза и клинопироксена и имеет микродолеритовую, андезитовую и гиалопилитовую структуры.

Андезито-базальты - порфировые породы с вкрапленниками плагиоклаза (№ 55-60) и клинопироксена (авгит). В основной массе - пироксены и плагиоклаз, погруженные в стекловатый, слабо девитрифицированный базис. Структуры основной массы зависят от количества стекла и представлены микродолеритовым (в центральной части шаров), интерсертальным и гиалопелитовым видами. Вторичные минералы представлены хлоритом, цеолитом и альбитом.

---

[1] Доклад на Международном симпозиуме по проблеме "Офиолиты в земной коре", Москва, май-июнь, 1973 г.

[2] Данные автора, А.В. Колоскова и Э.И. Пополитова (1972 г.).

Таблица 18

Химический состав верхнемеловых эффузивов п-ова Озерного, вес. %

Компонент	Андезит, 57-5	Базальты			Средние анализы эффузивов валагинской серии		
		56-1	56-3	56-2	андезит	базальт	трахибазальт
SiO_2	54,63	49,66	48,27	48,02	57,60	49,88	49,64
TiO_2	0,94	0,85	0,85	0,85	0,71	0,68	0,50
Al_2O_3	15,89	14,46	13,90	14,14	16,06	15,60	14,15
Fe_2O_3	4,22	3,63	5,79	3,84	3,28	3,92	6,38
FeO	2,39	6,34	5,70	5,08	4,26	4,85	5,36
CaO	6,90	8,70	8,54	7,99	6,54	9,44	8,30
MgO	3,91	7,10	5,99	7,04	3,05	6,62	6,78
MnO	0,11	0,21	0,24	0,17	0,18	0,14	0,03
Na_2O	4,39	4,10	3,76	3,46	4,03	2,18	2,78
K_2O	0,56	1,35	1,52	3,01	1,49	1,79	3,30
H_2O^+	2,14	2,61	3,35	3,51	0,11	0,77	-
H_2O^-	3,59	1,19	1,57	1,98			0,53
CO_2	-	-	-	0,20	-	-	-
C	-	-	-	-	-	-	-
P_2O_5	0,16	0,27	0,27	0,27	0,28	0,20	-
П.п.п.	-	-	-	-	2,41	3,93	2,25
Сумма	99,83	100,47	99,75	99,56	100,00	100,00	100,00

По химическому составу эффузивы матакотанской свиты отвечают базальтам и андезито-базальтам Йеллоустонского парка. Н.А. Соловьева относит их к диабазовой разности спилитодиабазовой формации по Ю.А. Кузнецову. Породы характеризуются пониженным содержанием SiO_2 и повышенным содержанием Al_2O_3, Na_2O, CaO. По нашему мнению, эффузивы матакотанской свиты являются "спилитизированными" высокоглиноземистыми базальтами со щелочной тенденцией. Характерная особенность эффузивов - почти постоянное преобладание Fe_2O_3 над FeO и резкое преобладание Na_2O над K_2O. По сравнению со среднемировыми щелочноземельными типами пород в эффузивах матакотанской свиты занижено содержание TiO_2.

Эффузивы, дайки и силлы малокурильской свиты, описанные Н.А. Соловьевой, тесно сопряжены между собой в пространстве. Эффузивы обычно шаровые

Таблица 19

Средние составы пород позднемеловых эффузивов (по В.К. Ротману), вес. %

Компонент	Щелочные базальты (16 анализов)	Кварцевые толеиты (37 анализов)	Толеиты и оливиновые толеиты (39 анализов)
SiO_2	47,89	50,82	49,00
TiO_2	0,81	0,69	0,69
Al_2O_3	15,16	15,87	14,73
Fe_2O_3	3,92	4,11	4,27
FeO	5,73	4,62	5,65
CaO	9,76	9,64	8,72
MgO	7,10	6,00	8,13
MnO	0,19	0,16	0,18
Na_2O	2,91	2,54	2,69
K_2O	2,32	1,55	2,00

с диаметром шаров до 1-2 м. Поверхность шаров покрыта стекловатой коркой. По данным сахалинских геологов, вулканиты сложены трахидолеритами и трахибазальтами. В составе некоторых силлов наблюдаются эссексит-долериты. Вкрапленники представлены анортоклазом, авгитом, лабрадором (№ 50-60), оливином, гиперстеном и биотитом. Ортоклаз, нефелин, апатит и роговая обманка в этих породах редки. Основная масса большей частью стекловатая, слабо раскристаллизованная. Субвулканические породы порфировидные с долеритовой основной массой. Основные породообразующие минералы трахидолеритов - плагиоклаз № 50-60, клинопироксен, калиевый полевой шпат, лейцит, зеленая роговая обманка, апатит и биотит. Эссексит-долериты отличаются от трахидолеритов наличием оливина во вкрапленниках и несколько меньшим содержанием калиевого полевого шпата и биотита. Даже простое перечисление минералов свидетельствует, что набор пород по составу гораздо разнообразнее, чем описано Н.А. Соловьевой.

По-видимому, вулканические породы малокурильской свиты сопоставимы с эффузивами и субвулканическими породами киргаликской свиты Центрально-Камчатской зоны. По химическому составу породы малокурильской свиты соответствуют, по данным Н.А. Соловьевой, породам типа Марос-Хайвуд, которые А.Ритман (1964) относит к срединноокеаническому магматическому типу.

При нанесении на диаграмму AFM (см. рис. 19) вулканические породы малокурильской свиты отчетливо разбиваются на две примерно равные группы, сопоставимые по содержанию FeO.

В одной группе преобладают суммарные щелочи, другая группа - это более магнезиальные породы. Такое разделение, вероятно, связано с условиями кристаллизационной дифференциации и количеством раскристаллизованного и нераскристаллизованного оливина. Общая щелочность пород наиболее высокая из всех рассмотренных выше вулканитов и сопоставима только со щелочностью эффузивов Центральной Камчатки. Ареал распределения точек малокурильских эффузивов располагается, как и эффузивов Центральной Камчатки, ниже поля щелочных оливиновых базальтов.

Высокая общая щелочность пород хорошо подтверждается и диаграммой CNK (см. фиг. 19), где хорошо видна калиевая направленность магматизма. Это положение согласуется с данными К. Яги, изучавшего верхнемеловую формацию Нимуро на о. Хоккайдо и выделившего особую калиевую щелочную провинцию. При очень высоком суммарном значении количества щелочей отношение K_2O/Na_2O редко превышает 1,0 (см. фиг. 40), в большинстве случаев это отношение меньше 1,0.

В вулканических породах малокурильской свиты довольно часто содержание Fe_2O_3 почти равно или немногим больше содержания FeO, хотя ареал значений обычно смещен в сторону $Fe_2O_3/FeO > 1,0$. По-видимому, часть свиты формировалась в субаэральной обстановке, что привело к окислению железа. Это хорошо согласуется с петрографическими данными, приведенными Н.А.Соловьевой, описавшей ожелезненные шлаковидные разности эффузивов. Практически во всех эффузивах содержание Fe_2O_3 превышает содержание FeO; отношение, меньшее единицы, характерно только для субвулканических пород.

Эффузивы зеленовской свиты по химическому составу отвечают типу пород Йеллоустонского парка и представлены базальтами и андезито-базальтами щелочноземельного типа.

Пирокластические породы. Прежде всего следует сказать о том, что В.К.Рогман и Б.А. Марковский отрицают существование пирокластики в вулканогенно-осадочном комплексе. Они считают, что весь кластический материал, составляющий до 90% объема пород комплекса, является результатом дезинтеграции раскаленных лавовых потоков при соприкосновении с холодной водой, в которую они изливались. Все породы эти исследователи называют вулканомиктовыми. Однако при описании "вулканомиктов" они не приводят каких-либо признаков, по которым их можно было бы отличить от "пирокластов". Все камчатские геологи описывают обломочные вулканиты комплекса как пирокластические (туфы и туффиты). В этом же убедился и автор настоящей работы при просмотре шлифов пород ирунейской серии.

Среди пирокластических образований комплекса можно выделить туфы и туффиты. Туффиты составляют непрерывный ряд с группой туфогенно-хемогенных пород, которые по существу также являются туффитами (паратуффитами), и с группой вулкано-терригенных пород, так как по составу и происхождению многие туффиты относятся к терригенно-пирокластическим образованиям.

Агломератовые, псефитовые и псаммитовые туфы состоят из обломков (80-90%) и цементирующей массы и делятся на литокластические и кристаллокластические, между ними можно выделить ряд промежуточных разностей. Кластическая часть представлена обломками эффузивов и кристаллов (плагиоклаз, моноклинный пироксен, роговая обманка). Кроме того, выделяются витролитокластические породы, обломочная часть которых сложена обломками эффузивов и девитрифицированного стекла. Среди кристаллокластических пород наблюдаются разности с мономинеральным составом обломочной части - либо плагиоклазовым, либо пироксеновым. Обломки всегда остроугольные, очень редко несколько округленные. Размеры их варьируют от 0,3 до 4,0 мм.

Эффузивы в обломках представлены порфиритовыми разностями с микролитовой и пилотакситовой структурой основной массы. Состоят они из основного плагиоклаза, замещенного карбонатом, альбитом, эпидотом. Темноцветные минералы замещены уралитом, хлоритом и карбонатом. Обломки кристаллов также изменены. Плагиоклаз, состав которого варьирует от андезина до основного лабрадора, частично или полностью альбитизирован. Моноклинный пироксен обычно меньше подвергся вторичным изменениям. Цементирующая масса (10-20%) состоит из агрегата хлорита, альбита и эпидота. Судя по вторичным минералам, первичный состав цемента аналогичен составу обломков, но значительно меньшей размерности (алевропелитовой). Тип цемента базальный и соприкосновения.

Очень редко отмечаются псефитовые и псаммитовые гиалокластиты, состоящие в основном из обломков бурого хлоритизированного стекла с перлитовой отдельностью.

В Валагинском хребте В.А. Селиверстовым среди аналогичных по размерности пирокластических пород выделены литокристалловитрокластические, кристалловитрокластические, кристаллолитокластические туфы гиалобазальтовых базальтовых и андезитовых порфиритов. Состав и структуры обломочной части этих пород полностью соответствуют эффузивным.

На о. Карагинском С.А. Мельниковой в 1970 г. выделены агломератовые лапиллиевые и псеффитовые туфы пироксеновых, базальтовых, андезито-ба-

Таблица 20

Химический состав яшм и туфосилицитов из вулканогенно-осадочного комплекса Центральной Камчатки, вес. %

Компонент	Яшмы			Средний состав яшм (анализы 1-3)	Средний состав яшм формации Камчатского Мыса	Туфосилициты		Средний состав туфосилицитов (анализы 4-5)	Туфосилициты формации Камчатского Мыса
	1	2	3			4	5		
SiO_2	96,30	91,70	90,42	92,80	93,16	77,21	71,94	74,57	76,19
TiO_2	–	–	–	–	0,12	0,42	0,42	0,42	0,48
Al_2O_3	0,37	2,04	2,34	1,58	0,86	10,91	9,28	10,09	8,98
Fe_2O_3	1,40	0,58	2,16	1,38	1,51	0,77	1,99	1,38	1,25
FeO	0,43	0,71	0,64	0,59	0,53	1,15	1,99	1,57	2,53
CaO	0,36	0,96	0,86	0,72	1,38	1,08	3,09	2,08	2,75
MgO	0,45	1,15	0,57	0,72	0,42	0,67	2,34	1,50	1,13
MnO	–	0,14	–	0,04	0,20	0,04	0,12	0,08	0,11
Na_2O	0,25	0,12	0,74	0,37	0,28	3,26	1,89	2,57	2,82
K_2O	0,26	0,47	0,52	0,41	0,24	3,72	0,81	2,26	0,99
H_2O^+	0,34	1,58	1,10	1,00	0,84	1,01	3,73	2,37	2,11
H_2O^-	0,08	0,06	0,52	0,23		0,18	2,27	1,22	0,75
CO_2	–	–	–	–	–	0,06	0,16	0,11	–
C	–	–	–	–	–	–	–	–	–
P_2O_5	0,01	0,01	0,03	0,02	0,06	0,05	0,11	0,08	0,17
Сумма	100,25	99,52	99,90	99,86	99,70	100,53	100,14	100,30	100,26

зальтовых порфиритов и роговообманковых андезитовых порфиритов. Состав обломков соответствует составу эффузивов.

Агломератовые туфы и вулканические брекчии широко развиты в вулканогенно-осадочном комплексе Малой Курильской дуги. Для них характерно однообразие обломков в пределах одного слоя. Обломки угловатые и оплавленные. Наблюдаются лапилли и бомбы. Преимущественно туфы литокластические с преобладанием шлаковых и миндалекаменных разностей, ими сложены пачки мощностью до 100 м.

Алевропсаммитовые и алевритовые туфы обычно представлены кристаллокластической и кристалловитрокластической разностями. Иногда в них содержится до 60-70% обломков замещенного альбитом, хлоритом и гидрослюдами вулканического стекла. Другие обломки представлены альбитизированным плагиоклазом, редко пироксеном и еще реже обломками андезитовых порфиритов. Форма обломков остроугольная, клиновидная. Размеры обломков от 0,01 до 0,6 мм. Цементирующая масса состоит из агрегата чешуйчатого хлорита и актинолита с зернышками эпидота и альбита.

Алевропелитовые и пелитовые туфы состоят из тонкочешуйчатого агрегата глинистых минералов и хлорита, зернышек эпидота и карбоната или цеолита. В эту плотную массу погружены алевритовые частицы, представленные измененным плагиоклазом, калиевым полевым шпатом или вулканическим стеклом, которое узнается по форме обломков.

Среди всех типов туфов встречаются разности, в составе обломочной части которых наблюдаются "чужеродные" обломки кварца, кислого плагиоклаза, интрузивных диабазов, а в цементе – глинистые минералы, имеющие, возможно, терригенное происхождение. Такие породы относятся к туффитам. Особо выделяются туффиты, названные кремнистыми и туфосилицитами.

Таблица 21

Химический состав туфосилицитов и туфов верхнемеловых отложений п-ова

Компонент	42-4	34-3	42-11	42-10	34-11	34-4
	1	2	3	4	5	6
SiO_2	88,16	86,43	85,02	82,89	82,08	79,43
TiO_2	0,21	0,17	0,25	0,43	0,26	0,51
Al_2O_3	3,50	4,14	4,97	6,77	6,61	6,02
Fe_2O_3	1,90	0,97	0,38	1,20	2,76	2,10
FeO	1,64	2,16	2,74	2,03	0,86	2,15
MgO	1,09	1,51	1,74	1,51	1,51	2,61
MnO	0,77	0,98	0,58	0,71	0,65	1,61
Na_2O	0,08	0,20	0,14	0,05	0,18	0,30
K_2O	1,62	0,99	1,04	2,61	1,79	1,74
H_2O^+	0,52	0,44	0,91	0,71	0,84	0,85
H_2O^-	0,54	1,25	1,25	1,10	1,74	1,97
CO_2	0,26	0,26	0,28	0,40	0,32	0,56
C	-	-	0,18	-	-	0,70
P_2O_5	-	-	-	-	-	-
П.п.п.	0,06	0,08	0,08	0,11	0,09	0,11
Сумма	100,35	99.58	100,56	100,52	99,69	100,66

Кремнистые туффиты и туфосилициты отличаются от пирокластических пород присутствием в цементе кремнистого вещества. Как правило, состав такого цемента хлоритово- или глинисто-кремнистый. Кремнезем представлен криптокристаллическим кварцем или халцедоном. Разграничить кремнистые туффиты и туфосилициты трудно. Условно, как и в породах африканской серии, мною к туфосилицитам относятся алевропелитовые и пелитовые разности пород с количеством обломков, не превышающим 15%.

Кремнисто-глинистые, яшмовидные породы и яшмы обладают криптокристаллической или тонкокристаллической структурой и массивной, неясно-слоистой или пятнистой текстурой. Сложены они криптокристаллическим агрегатом халцедона и кварца с примесью бурого глинистого вещества и рудной пыли. Количество кристаллического кремнезема достигает 60-80%. По глинистому веществу развиваются чешуйки хлорита, что выдает первично туфогенную природу вещества. В породах постоянна примесь мелких остроугольных обломочков (алевритовых) кварца и альбита. В некоторых разностях наблюдается достаточно большая примесь (до 5-10%) пирокластики той же размерности, представленной обломками плагиоклаза и эффузивов. Иногда туфовый материал слагает микролинзочки в массе породы, придавая ей неясную слоистость. Наличие туфового материала всегда отчетливо диагностируется по цвету кремнистых пород, имеющих в этом случае зеленый цвет разных оттенков. Даже в наиболее чистых сургучно-красных яшмах под микроскопом удается увидеть листочки хлорита, пренита, эпидота.

К сожалению, мы не располагаем большим количеством химических анализов пород этой группы. Пять анализов, приведенных в табл. 20, сделаны из образцов, любезно предоставленных Л.Л. Германом. Это породы из разреза вулканогенно-осадочного комплекса в верховьях р. Ичи, на западном склоне Срединного хребта Камчатки. Как видно из сравнения их с яшмами формации

Озерного, вес.%

34-9	42-5	42-2	42-7	42-3	42-1	56-5
7	8	9	10	11	12	13
75,11	72,54	69,31	66,47	63,90	58,37	52,52
0,51	0,64	0,85	0,86	0,94	1,03	0,85
8,42	9,70	12,13	12,32	13,51	14,86	17,27
3,08	1,88	1,78	2,45	1,55	4,16	3,52
2,53	3,65	2,73	4,19	3,35	3,86	4,46
3,53	2,32	3,14	4,24	4,57	4,19	6,61
1,80	1,86	1,24	1,95	2,37	2,73	3,19
0,40	0,40	0,11	0,36	0,14	0,21	0,10
2,08	3,99	2,03	3,02	3,30	5,85	6,34
0,55	0,52	4,99	1,96	2,44	1,83	0,22
2,04	1,69	1,62	2,31	2,19	2,37	3,25
0,22	0,50	0,44	0,32	1,12	0,86	1,07
0,20	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-
0,14	0,14	0,23	0,18	0,16	0,27	0,18
100,61	99,83	100,60	100,63	99,54	100,59	99,58

Камчатского Мыса, составы их весьма сходны. Так же как и для яшм Камчатского Мыса, для ирунейских яшм характерны незначительное количество алюминия и полное отсутствие TiO_2. Кроме того, для ирунейских яшм надо отметить несколько повышенное содержание MgO и меньшее значение CaO. Петрографическая характеристика их близка к таковой яшм п-ова Камчатский Мыс. Туфосилициты ирунейской свиты близки по составу к туфосилицитам п-ова Камчатский Мыс.

Кремнистые туфы и туфосилициты описаны мною на п-ове Озерном, широко развиты они на о. Карагинском и в пределах Валагинского хребта. Эти породы по составу и внешнему облику напоминают породы туфово-кремнистой ассоциации формации Камчатского Мыса. Очень редко в составе обломочной части пород наблюдаются пепловые частицы характерной рогульчатой и остроугольной формы, погруженные в кремнисто-хлоритовую массу. Размер обломков варьирует от 0,02 до 0,1 мм. Представлены они средним и основным плагиоклазом, часто альбитизированным моноклинным пироксеном, основной массой базальтовых и андезитовых порфиритов с интерсертальной и гиалопилитовой структурами, вулканическим стеклом, пропитанным рудной пылью. Характерно, что в составе пирокластических пород формации Камчатского Мыса сильно ожелезненные обломки стекловатой массы эффузивов слагают значительную часть, что, вероятно, связано с длительной транспортировкой пепловых частиц, в результате чего произошло окисление большей части железа, входящего в состав стекла.

Информацию о первичном составе туфопелитов и алевропелитов и туфосилицитов, обломочная часть которых не диагностируется под микроскопом, можно получить при изучении пород алевритовой, алевропсаммитовой и псаммитовой размерности. Эти породы на 50-75% сложены альбитизированным плагиоклазом, клинопироксеном, роговой обманкой с опацитовыми каемками, кварцем,

Таблица 21 (окончание)

Компонент	Средний состав (анализы 1-13)	Средний туфосилицит формации Камчатского Мыса	Средний туф формации Камчатского Мыса	Кремнисто-глинистые породы валагинской серии		Средний состав яшмы ирунейской свиты
SiO_2	74,02	76,19	60,89	94,14	91,51	92,80
TiO_2	0,58	0,48	0,80	0,17	0,17	-
Al_2O_3	9,25	8,98	13,40	1,59	2,80	1,58
Fe_2O_3	2,13	1,25	3,09	0,59	0,68	1,38
FeO	2,79	2,53	4,39	1,01	1,44	0,59
MgO	2,96	2,75	5,11	0,96	1,11	0,72
MnO	1,57	1,13	2,79	0,17	0,69	0,72
Na_2O	0,20	0,11	0,19	0,01	0,04	0,04
K_2O	2,80	2,82	3,28	0,27	0,78	0,37
H_2O^+	1,29	0,99	1,39	0,45	0,27	0,41
H_2O^-	1,79	2,11	2,81	0,50	0,73	1,00
CO_2	0,51	0,75	1,11	0,20	0,24	0,23
C	-	-	-	-	-	-
P_2O_5	-	-	-	-	-	-
П.п.п.	0,14	0,17	0,17	0,05	0,08	0,02
Сумма	100,03	100,26	99,14	100,11	100,54	99,85

основной массой андезитовых и базальтовых порфиритов с пилотакситовой, фельзитовой и интерсертальной структурами, погруженных в основную, часто бурую и неполяризующую массу, а иногда состоящую из хлорита, пренита, пумпеллиита, эпидота и кварца. Реже основная масса кварц-хлорит-цеолитовая или кварц-альбитовая.

Вторичные преобразования в тонкопирокластических породах аналогичны таковым в туфах и туфогенных породах формации Камчатского Мыса.

Пород, сложенных кварцем и халцедоном, практически очень мало. Об этом свидетельствуют и приведенные разрезы комплекса (см. фиг. 37). Такие породы состоят из криптокристаллического агрегата, промежутки между отдельными зернами которого заполнены хлорит-гидрослюдистым агрегатом.

Кремнисто-глинистые породы, мощность прослоев которых бывает значительной, сложены бурой неполяризующей массой. По внешнему облику такие породы напоминают красные железистые аргиллиты формации Камчатского мыса и сургучно-красные кремнисто-глинистые породы Центральной Камчатки.

Химические составы туфов, туфопелитовых и туфоалевропелитовых кремнистых пород и туфосилицитов п-ова Озерного, а также двух образцов кремнисто-глинистых пород валагинской серии, предоставленные мне В.А. Селиверстовым, приведены в табл. 21. Петрохимическая характеристика пород, как видим, чрезвычайно близка таковой пород туфово-кремнистой ассоциации формации Камчатского Мыса. На диаграмме $K_2O/Na_2O-Fe_2O_3/FeO$ (см. фиг. 40) ареалы значений полностью совпадают. Соотношение $SiO_2 - SiO_2/Al_2O_3$ также сходно.

Сходство петрографических и петрохимических особенностей пирокластических пород полуостровов Озерного и Камчатского Мыса свидетельствует о генетическом единстве пород, источником которых служили одни и те же вулканические центры. Таким образом, можно считать установленным источник поставки пирокластического материала в формацию Камчатского Мыса.

Вулкано-терригенные породы. Эта группа пород, тяготеющая, как правило к верхним частям комплекса, состоит из разностей, обломочный материал которых, по-видимому, имел несколько различных по своей природе источников. Во-первых, это пирокластика вулканических эксплозий и продукты ее переработки в условиях надводной гряды вулканических островов, во-вторых, продукты разрушения и переработки вулканических построек, в-третьих, продукты разрушения и переотложения вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород, сформировавшихся ранее.

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНОГО КОМПЛЕКСА

По представлениям В.К. Ротмана и Ю.В. Жегалова (1960), Г.М. Власова ("Геология СССР", т. XXXI, ч. 1, 1964) и других, вулканогенные отложения Центральной Камчатки в позднем мелу формировались сначала в обстановке относительно глубоководного морского бассейна, а в конце этого времени в обстановке прогрессивного обмеления бассейна и образования гряды вулканических островов. Б.А. Марковский и В.К. Ротман (1969, стр. 33), изучая разрезы комплекса на южном участке Центрально-Камчатской зоны, приходят к выводу, что "вулканизм развивался (во всяком случае в начальный период) в глубоководной обстановке, вероятно, на континентальном склоне или вблизи него в океане". Кроме того, проанализировав данные океанологических исследований о строении осадков в океанических желобах, на континентальных склонах и океанических равнинах, а также экспериментальные данные П.Къюнена по мутьевым потокам, Б.А. Марковский и В.К. Ротман приходят к выводу о преимущественной транспортировке вулканического материала суспензионными потоками. При этом они, как это уже указывалось, отрицают пирокластическую природу обломочного материала, слагающего основную часть комплекса. Источником обломочного материала, по мнению этих исследователей, служили разрушающиеся при соприкосновении с холодной морской водой лавовые потоки глубоководных извержений. Основные причины, на основании которых Б.А.Марковский и В.К. Ротман отрицают существование эксплозий, а следовательно, и пирокластики следующие: 1) присутствие в составе вулканогенно-осадочного комплекса гиалокластов и витрокластических пород; 2) наличие кристаллокластических, мономинеральных пород (пироксеновых, плагиоклазовых и т.д.); 3) развитие шаровых и пузыристых текстур в некоторых лавовых потоках и пр.

Изложенный в предыдущих разделах настоящей главы фактический материал не позволяет согласиться со столь категорическим мнением указанных авторов.

К началу формирования вулканогенно-осадочного комплекса интенсивно прогибающийся геосинклинальный желоб был заполнен терригенными отложениями, мощность которых была 1,5-2 км. Смена терригенного комплекса туфогенно-кремнистым без следов перерыва и несогласия свидетельствует о том, что вулканические процессы позднемелового времени начались на фоне прогрессивного (возможно, усилившегося с начала вулканической деятельности) прогибания геосинклинального желоба. Рассмотрение приведенных выше разрезов нижней части комплекса (см. фиг. 35-37), где в составе туфово-кремнистых образований почти полностью отсутствуют эффузивы, действительно, на первый взгляд свидетельствует в пользу того, что лавовые потоки были полностью дезинтегрированы в процессе излияния на дно бассейна и соприкосновения с холодной водой. Однако бросается в глаза полное отсутствие в составе этой части разреза комплекса каких-либо грубообломочных пород, что не должно было бы происходить при просто механическом дроблении лавовых потоков. Механическое измельчение вулканического материала, несомненно, привело бы к появлению обломков различной размерности. Характерно, что в разрезах, где эффузивы присутствуют, следов их дезинтеграции не обнаруживается, наоборот, здесь исчезает обломочный материал даже алевритовой размерности.

Отмечаемый Б.А. Марковским и В.К. Ротманом (1969, стр. 33) "стекловатый характер большинства (разрядка моя. – *М.Х.*) обломков вулканических пород описанного вулканогенно-осадочного комплекса" является, по моему мнению, некоторым преувеличением. Изученный фактический материал свидетельствует о том, что гиалокластические и витрокластические породы в составе комплекса появляются спорадически, характеризуя скорее ювенильную природу кластического материала. Наличие пепловых туфов с рогульками стекла подтверждает такое предположение.

Изучая фациальные особенности строения комплекса, удается установить, что тонкообломочный материал грубообломочным и эффузивным сменяется в направлении с запада на восток. На северном участке Центрально-Камчатской зоны, в восточной ее части, в самых нижних горизонтах туфово-кремнистой части комплекса развиты породы псаммо-псефитовой и псефитовой размерности, слагающие толщу большой мощности. На южном участке зоны по направлению к востоку туфово-кремнистые отложения фациально замещаются эффузивами и грубообломочными туфами.

Такой характер фациальных изменений вкрест простирания зоны свидетельствует, что основным источником обломочного материала служила область, расположенная к востоку от современной полосы выходов верхнемеловых отложений. Вулканический состав обломков подавляющего большинства пород убеждает в том, что область, служившая источником кластического материала, была вулканической. К этому следует добавить, что на южном участке зоны в поле развития отложений эффузивной и эффузивно-пирокластической пачек туфово-кремнистой части разреза, подстилающей их, возможно, и не существует вовсе. По крайней мере она нигде не обнажается.

А.Ф. Марченко (1961) подчеркивает, что накопление вулканического материала при формировании эффузивных и эффузивно-пирокластических отложений комплекса происходило вблизи центров извержений, а фациальные закономерности в распределении вулканического материала определялись линейным расположением очагов позднемеловых вулканов.

Выше были рассмотрены критерии глубинности возможных эксплозий. Оценивая эту сумму данных, следует согласиться с мнением Н.М. Страхова о возможности подводных и даже глубоководных эксплозий, оговорив ограниченность их по сравнению с аэральными. Наиболее верно, по-видимому, оценивает общую обстановку геосинклинального вулканизма И.И. Гущенко (1966), считающий, что вулканизм геосинклиналей прошлого скорее всего происходил на глубинах не более 3000 м. Если принять такие взгляды, то вулканизм позднего мела Камчатки по крайней мере в начальный период накопления вулканогенно-осадочного комплекса мог быть как надводным, так и подводным.

ПОЛОЖЕНИЕ ФОРМАЦИИ КАМЧАТСКОГО МЫСА В РЯДУ ВЕРХНЕМЕЛОВЫХ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ФОРМАЦИЙ КАМЧАТКИ

В предыдущих главах были рассмотрены верхнемеловые отложения всей Камчатки и Курильских островов. Эти отложения отражают начальные этапы развития мезо-кайнозойской геосинклинальной системы на северо-западном обрамлении Тихого океана.

В Центральной Камчатке и южной части Восточной Камчатки отложения представлены двумя комплексами: терригенным и вулканогенно-осадочным. На севере Восточной Камчатки терригенный комплекс отсутствует. На Западной Камчатке отсутствуют вулканогенно-осадочные отложения. На Малой Курильской дуге мел представлен только вулканогенно-осадочной (эффузивно-пирокластической) формацией. Все терригенные образования верхнего мела, развитые в трех структурно-фациальных зонах, подстилающие вулканогенно-осадочные толщи, представленные граувакковыми, субаркозовыми и полимиктовыми типами, по-видимому, следует выделять в единую формацию. По классической схеме классификации геосинклинальных формаций (Обуэн, 1967) терригенная формация верхнего мела Камчатки, по-видимому, отвечает стадии обособления геосинклинального прогиба.

Во флишевом комплексе Корякского нагорья, сопоставимом по времени с терригенным комплексом Камчатки, Б.В.Ермаков (1971) выделяет вертикальный ряд формаций, где находят место аналоги аспидной, флишевой, флишоидной и других терригенных геосинклинальных формаций. Для Камчатки на данном этапе изученности нецелесообразно выделение такого формационного ряда.

Вулканогенно-осадочные отложения были описаны как ряд комплексов, отличающихся особенностями состава и строения. В каждом отдельно взятом комплексе мы имеем вертикальный ряд характерных породных ассоциаций, отвечающих смене во времени вулкано-тектонического режима и физико-географических условий осадконакопления.

Так, для вулканогенно-осадочного комплекса Центрально-Камчатской зоны отчетливо выделяются эффузивно-туфово-кремнистая, эффузивно-пирокластическая и вулкано-терригенная породные ассоциации, составляющие вертикальный ряд.

Для эффузивно-туфово-кремнистой ассоциации, развитой только на Камчатке, характерен высокоглиноземистый базальтовый вулканизм с повышенной натровой щелочностью. Обстановка осадконакопления морская, глубоководная. Для эффузивно-пирокластической породной ассоциации, развитой во всех структурных зонах, характерны щелочно-базальтовый, существенно калиевый вулканизм, зарождение и рост островного вулканического поднятия, поставлявшего материал в относительно глубоководный бассейн. Вулкано-терригенная породная ассоциация, включающая комплекс, характеризуется андезито-базальтовым субщелочным и щелочноземельным вулканизмом, интенсивным размывом вулканических островов и мелководным характером морского осадконакопления, сопряженного с наземным. Отличают эти породные ассоциации: 1) петрохимические особенности магматизма; 2) различные глубины осадконакопления и различная удаленность от центров вулканической деятельности; 3) различное количество примеси вулкано-терригенного материала, включая и грубообломочный; 4) наличие либо отсутствие ассоциаций, содержащих туфово-крем-

нистые породы; 5) наличие уникальной ультраосновной вулканогенно-осадочной ассоциации в Восточно-Камчатском вулканическом комплексе.

Общим для них является смена преимущественно туфово-кремнистого накопления эффузивно-пирокластическим в вертикальном направлении и образование (или существование) вулканических островов во второй половине времени формирования комплекса.

В Курильско-Южнокамчатской структурно-фациальной зоне вулканогенно-осадочный комплекс состоит из трех породных ассоциаций: эффузивной, туфово-вулкано-терригенной и эффузивно-туфово-вулкано-терригенной. Петрологические особенности вулканизма и обстановка формирования комплекса в целом почти идентичны таковым в Центрально- и Восточно-Камчатской зонах после накопления туфово-кремнистых отложений.

Некоторые исследователи, как, например, Б.А. Марковский и В.К. Ротман (1969), все верхнемеловые вулканогенно-осадочные отложения Камчатки, Курильских островов и частично Корякского нагорья выделяют как единую формацию, называя ее вулкано-турбидитовой (фиг. 41). В известной мере это оправдано, если учесть постепенную фациальную смену, по крайней мере в пределах Восточно- и Центрально-Камчатской зон, различных породных ассоциаций в вертикальном направлении. А если принять априори отсутствие какого бы то ни было поднятия, разделявшего структурно-фациальные зоны на Центральную и Восточную, то взаимопереходы можно предположить и в латеральном направлении.

Исходя из выше рассмотренных общих положений формационного анализа, я считаю возможным выделить по крайней мере две вулканогенно-осадочные формации, сменяющие одна другую во времени, а в какой-то мере, возможно, находящиеся в фациальных взаимоотношениях. Такими формациями являются: нижняя – туфово-кремнистая, состоящая из туфово-кремнистых частей Центрально- и Восточно-Камчатского вулканогенно-осадочных комплексов с небольшим количеством эффузивов, и верхняя – эффузивно-пирокластическая, сложенная эффузивно-обломочными и туфово-вулканогенно-терригенными породными ассоциациями вулканогенно-осадочных комплексов Центральной и Восточной Камчатки и Малых Курильских островов. В целом же этот вертикальный ряд формаций отвечает дофлишевой стадии развития эвгеосинклинали (Обуэн, 1967). В Центрально-Камчатской зоне и на Малой Курильской дуге дофлишевая стадия заканчивается отложениями верхнего мела. В Восточно-Камчатской зоне она продолжается вплоть до миоцена в продолжение большей части палеогена, когда накапливаются терригенные и вулканогенно-терригенные эвгеосинклинальные формации.

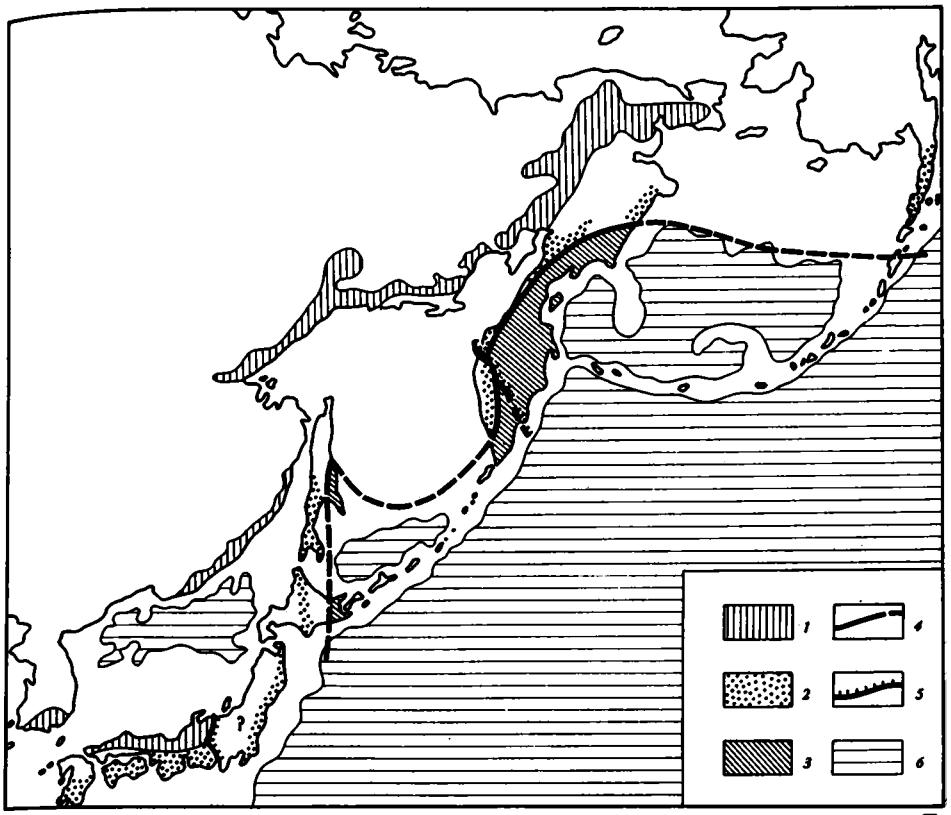
Подходя к вопросу о типизации вулканогенно-осадочных формаций верхнего мела Камчатки, необходимо обратиться к схеме типизации вулканогенно-осадочных формаций, предложенной И.В. Хворовой (1965).

В основу типизации И.В. Хворовой положен состав и фациально-палеогеографическая характеристика осадочных членов формаций и их соотношение с вулканическими. Используя этот принцип, И.В. Хворова среди прочих групп вулканогенно-осадочных формаций выделяет как основные две группы: вулканогенно-обломочных и вулканогенно-кремнистых формаций. Нетрудно видеть, что обе выделенные формации находят свое место в предложенных группах.

Особенности, возникающие при изучении вулканогенно-осадочных формаций, связаны прежде всего с необходимостью изучения главного источника вещества формаций – вулканического процесса. Поэтому основным методом изучения становится метод сравнительного изучения.

К настоящему времени изучено большое количество вулканогенно-осадочных формаций, похожих на верхнемеловые формации Камчатки. Но полной аналогии по разным причинам ни с одной из описанных формаций провести нельзя. Прежде всего это связано с петрохимическими особенностями позднемелового вулканизма геосинклинали, заложившейся на границе континента и океана.

Изучая черты сходства и различия в описываемых и описанных различными исследователями формациях, можно прийти к выводу о необходимости выде-



Фиг. 41. Главные структурно-формационные зоны северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса в позднемеловое время (по Марковскому, Ротману, 1969)

1 - Восточно-Азиатский вулканический пояс; 2 - область морского осадконакопления; 3 - область накопления геосинклинального вулканогенно-осадочного комплекса; 4 - граница области 3; 5 - зоны разломов; 6 - глубоководные области морей и океана (глубины свыше 3000 м)

ления конвергентных и дивергентных признаков различных, но внешне сходных формаций. В данном случае, сравнивая вулканогенно-кремнистую (туфово-кремнистую) формацию верхнего мела Камчатки с диабазово-яшмовыми, спилито-яшмовыми, диабазо-туфово-кремнистыми формациями других геосинклинальных районов (Хворова, Ильинская, 1963; Хворова, 1968б; Гаврилов, 1967, 1968; и др.), можно установить следующие черты сходства и различия. Черты сходства: 1) одинаковый набор членов парагенетических ассоциаций; 2) пространственные взаимоотношения членов парагенезисов; 3) соотношение объемов различных генетических типов пород; 4) условия транспортировки кластического материала; 5) наличие хемогенного осадкообразования и т.д. Черты различия: 1) химический состав вулканитов; 2) характер соотношения различных породных ассоциаций; 3) присутствие или отсутствие рудных концентраций; 4) петрофонд.

Анализ конвергентных и дивергентных признаков различных формаций явится основой для выявления тектонических, физико-географических условий их формирования и природы источников вещества, слагающего формации.

Эффузивно-туфово-кремнистая формация Камчатского Мыса занимает особое положение в ряду верхнемеловых формаций Курило-Камчатской островной дуги. В ее составе выделены две породные ассоциации, находящиеся в парагенетических соотношениях, и установлены условия образования каждой из них.

1
2
3
4
5
6
7
8

Эффузивно-гиалокластитовая ассоциация является главным, патрическим, членом формации и образована непосредственно на месте осадконакопления процессами глубоководного океанического вулканизма. Туфово-кремнистая ассоциация является второстепенным (случайным), аллофильным членом формации, а источником материала, слагающего большую ее часть, служили удаленные на многие десятки километров вулканические центры. При этом необходимо отметить, что в составе формации Камчатского Мыса принимает участие только наиболее тонкая пирокластика. Появление пирокластики в бассейне формирования глубоководной эффузивно-гиалокластитовой ассоциации определялось вулкано-тектоническими процессами в соседней эвгеосинклинальной зоне. И в этом плане туфово-кремнистый член формации Камчатского Мыса случаен, если понимать случайность диалектически, в неразрывном единстве с закономерностью.

Образование формации Камчатского Мыса является в данном случае результатом заложения эвгеосинклинали по краю малоподвижной океанической области. Временно́е единство осадконакопления "чуждых" по источнику (петрофонду) породных ассоциаций обусловлено связью тектонических процессов в смежных областях континента в единый геосинклинальный процесс.

Рассматривая Курило-Камчатскую геосинклиналь, можно для верхнего мела выделить три крупные зоны: миогеосинклинальную, эвгеосинклинальную и океаническую, как это показано на фиг. 42. Каждой зоне при этом соответствует строго определенный набор формаций.

Применяя известную концепцию А.В. Пейве и группы сотрудников ГИН АН СССР (Пейве, 1970; Пейве и др., 1971, 1972) о стадийности геосинклинального процесса, можно сказать, что формация Камчатского Мыса отвечает океанической стадии развития геосинклинали, тогда как туфово-кремнистая и эффузивно-пирокластическая формации Камчатки и Курильских островов отвечают собственно эвгеосинклинальной переходной стадии.

Уточнение этой проблемы – дело будущих исследований.

И еще на один важный аспект формационного анализа я хочу обратить внимание, рассматривая строение формации Камчатского Мыса. Парагенетическое сообщество (сонахождение) породных ассоциаций в формации, являющейся естественно-историческим телом, может состоять из ассоциаций генетически единых, т.е. образованных из материала одного источника в результате единых структурно-формационных условий и в единых физико-географических условиях, и тогда мы имеем дело с генетически единой формацией. В другом же случае породные ассоциации генетически разнородны и парагенетически связаны только местом и временем формирования, т.е. реально сложившимися условиями, определенными в известной мере случайно возникшим набором различных факторов.

Это хорошо иллюстрирует сравнительная характеристика формации Камчатского Мыса и францисканской.

Эффузивно-гиалокластическая породная ассоциация первой и вулканогенно-яшмовая ассоциация второй формаций формировались в аналогичных условиях, в пределах периферической части океана, вблизи материкового склона и сложены аналогичным набором генетически связанных одна с другой пород. В то же время аллофильные ассоциации в составе формаций абсолютно различны по генезису. И во францисканской формации, которая по существу является формацией граувакковой, аллофильная терригенная ассоциация главная, а патрическая – второстепенная. Поэтому формации Камчатского Мыса и францисканская не аналоги, а гомологи, обладающие рядом сходных и отличных признаков.

Фиг. 42. Структурно-формационные зоны Курило-Камчатской геосинклинали в позднемеловое время

1 – терригенные толщи; 2 – вулканогенные толщи Центральной Камчатки в зоне щелочно-базальтового вулканизма; 3 – вулканогенные толщи Восточной Камчатки в зоне субщелочного базальтового вулканизма; 4 – вулканогенно-кремнистые отложения; 5 – то же, в зоне океанического толеитового вулканизма; 6 – миогеосинклинальная зона; 7 – эвгеосинклинальная зона; 8 – океаническая зона

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Основные выводы настоящей работы сводятся к следующему.

1. Верхнемеловая эффузивно-туфово-кремнистая формация Камчатского Мыса сформировалась на кристаллическом основании, особенности строения и состава которого позволяют сопоставить его с геофизическим "базальтовым" слоем земной коры.

2. Формация Камчатского Мыса обязана своим происхождением, с одной стороны, особому типу глубоководных океанических извержений толеитовой магмы, обусловившему определенную разновидность вулканогенно-осадочного литогенеза, а с другой, вулканической деятельности в отдаленной вулканической провинции, что привело к генетической разнородности формации.

3. В позднемеловое время в районе Курило-Камчатской островной дуги происходила интенсивная вулканическая деятельность, определившая характер большинства отложений. Вулканизм существенным образом отличался в двух сопредельных зонах с различным тектоническим режимом. Эти различия связаны с вовлечением в эвгеосинклинальный процесс периферической части океана.

4. Изучение литологии вулканогенно-осадочных формаций эвгеосинклинальных зон обязательно должно включать в себя как принципиально важную особенность выявление и изучение строения автохтонных и аллохтонных членов формаций, принимая во внимание существование генетически единых и генетически разнородных формационных парагенезисов.

ЛИТЕРАТУРА

Авдейко Г.П. 1966. О возрасте вулканогенно-кремнистых отложений Пенжинского хребта. – Труды Ин-та вулканол. СО АН СССР, вып. 23.

Апрелков С.Е. 1971. Тектоника и история вулканизма Южной Камчатки. – Геотектоника, № 2.

Байков А.И. 1966. Формация субщелочных метасоматитов Центральной Камчатки и связанное с ней оруденение. – В кн.: Материалы ко II конференции по околорудному метасоматизму. Л.

Байков А.И. 1968. Гипербазиты Срединного массива Камчатки. – В кн.: Магматизм Северо-Востока СССР. Тезисы докладов 1-го Северо-Восточн. петрограф. совещ. Магадан.

Байков А.И. 1970. Магматизм и оруденение центров позднемелового вулканизма Центральной Камчатки. Автореф. канд. дисс. Владивосток.

Байков А.И., Марченко А.Ф. 1967. К вопросу о рудоносности допалеогеновых вулканогенных формаций Камчатки. – Е. кн.: Рудоносность вулканогенных образований Северо-Востока и Дальнего Востока. Магадан.

Безруков П.Л., Лисицын А.П., Петелин В.П., Скорнякова Н.С. 1961. Карта донных осадков Мирового океана. – В кн.: Современные осадки морей и океанов. (Труды совещания, 24-27 мая 1960 г.). М., Изд-во АН СССР.

Безруков П.Л., Мурдмаа И.А. 1971. Осадочные формации океанов. – В кн.: История Мирового океана. М., "Наука".

Бейли Э.Г., Блейк М.К. 1969. Тектоническое развитие Западной Калифорнии. – Геотектоника, № 3,4.

Богданов Н.А. 1969. Талассогеосинклинали Тихоокеанского кольца. – Геотектоника, № 3.

Бонатти Э. 1966. Механизмы глубоководного вулканизма в южной части Тихого океана. – В кн.: Второй Международный океанографический конгресс. Тезисы докладов. М., "Наука".

Борзунова Г.П., Селиверстов В.А., Хотин М.Ю., Шапиро М.Н. 1969. Палеоген полуострова Камчатского Мыса. – Изв. АН СССР, серия геол., № 7.

Власов Г.М., Василевский М.М. 1964. Гидротермально-измененные породы Центральной Камчатки, их рудоносность и закономерности пространственного размещения. М., "Недра".

Власов Г.М., Ярмолюк В.А. 1959. Структурно-тектонические районы Камчатки. – Докл. АН СССР, т. 127, № 1.

Власов Г.М., Жегалов Ю.В., Ярмолюк В.А. 1963. Некоторые основные вопросы тектоники Камчатки. – Сов. геол., № 6.

Волынец О.Н., Колосков А.В., Флеров Г.Б., Фрих-Хар Д.И., Шилин Н.Л. 1965. Формационное расчленение третичных плутонических и вулкано-плутонических образований Центральной Камчатки. – Докл. АН СССР, т. 165 № 1.

Гаврилов А.А. 1967. Марганценосный вулканогенно-осадочный комплекс ордовика Южного Урала и Северных Мугоджар. – Труды ГИН АН СССР, вып. 169.

Гаврилов А.А. 1968. Накопление вулканогенных обломочных продуктов в геосинклинальных областях прошлого. – В кн.: Осадкообразование и полезные ископаемые вулканических областей прошлого, т. 1. М., "Наука". (Труды ГИН АН СССР, вып. 195).

Гаврилов В.К. 1970. История формирования геосинклинального поднятия Больших Курил. (На примере северной группы островов). Автореф. канд. дисс. М.

Гамильтон У. 1970. Происхождение вулканических пород эвгеосинклиналей и островных дуг. – В кн.: Окраины континентов и островные дуги. Труды симпозиума. Перевод с англ. М., "Мир".

Геология СССР. 1964. Т. XXXI, ч. 1. Камчатка, Курильские и Командорские острова. М., "Недра".

Геологическое развитие Японских островов. 1968. Перевод с англ. М., "Мир".

Гладенков Ю.Б. 1963. Офиолитовые формации нижнего течения р. Хатырки (Корякское нагорье). – В кн.: Кайнозойские складчатые зоны севера Тихоокеан-

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Основные выводы настоящей работы сводятся к следующему.

1. Верхнемеловая эффузивно-туфово-кремнистая формация Камчатского Мыса сформировалась на кристаллическом основании, особенности строения и состава которого позволяют сопоставить его с геофизическим "базальтовым" слоем земной коры.

2. Формация Камчатского Мыса обязана своим происхождением, с одной стороны, особому типу глубоководных океанических извержений толеитовой магмы, обусловившему определенную разновидность вулканогенно-осадочного литогенеза, а с другой, вулканической деятельности в отдаленной вулканической провинции, что привело к генетической разнородности формации.

3. В позднемеловое время в районе Курило-Камчатской островной дуги происходила интенсивная вулканическая деятельность, определившая характер большинства отложений. Вулканизм существенным образом отличался в двух сопредельных зонах с различным тектоническим режимом. Эти различия связаны с вовлечением в эвгеосинклинальный процесс периферической части океана.

4. Изучение литологии вулканогенно-осадочных формаций эвгеосинклинальных зон обязательно должно включать в себя как принципиально важную особенность выявление и изучение строения автохтонных и аллохтонных членов формаций, принимая во внимание существование генетически единых и генетически разнородных формационных парагенезисов.

ЛИТЕРАТУРА

Авдейко Г.П. 1966. О возрасте вулканогенно-кремнистых отложений Пенжинского хребта. – Труды Ин-та вулканол. СО АН СССР, вып. 23.

Апрелков С.Е. 1971. Тектоника и история вулканизма Южной Камчатки. – Геотектоника, № 2.

Байков А.И. 1966. Формация субщелочных метасоматитов Центральной Камчатки и связанное с ней оруденение. – В кн.: Материалы ко II конференции по околорудному метасоматизму. Л.

Байков А.И. 1968. Гипербазиты Срединного массива Камчатки. – В кн.: Магматизм Северо-Востока СССР. Тезисы докладов 1-го Северо-Восточн. петрограф. совещ. Магадан.

Байков А.И. 1970. Магматизм и оруденение центров позднемелового вулканизма Центральной Камчатки. Автореф. канд. дисс. Владивосток.

Байков А.И., Марченко А.Ф. 1967. К вопросу о рудоносности допалеогеновых вулканогенных формаций Камчатки. – Е. кн.: Рудоносность вулканогенных образований Северо-Востока и Дальнего Востока. Магадан.

Безруков П.Л., Лисицын А.П., Петелин В.П., Скорнякова Н.С. 1961. Карта донных осадков Мирового океана. – В кн.: Современные осадки морей и океанов. (Труды совещания, 24-27 мая 1960 г.). М., Изд-во АН СССР.

Безруков П.Л., Мурдмаа И.А. 1971. Осадочные формации океанов. – В кн.: История Мирового океана. М., "Наука".

Бейли Э.Г., Блейк М.К. 1969. Тектоническое развитие Западной Калифорнии. – Геотектоника, № 3,4.

Богданов Н.А. 1969. Талассогеосинклинали Тихоокеанского кольца. – Геотектоника, № 3.

Бонатти Э. 1966. Механизмы глубоководного вулканизма в южной части Тихого океана. – В кн.: Второй Международный океанографический конгресс. Тезисы докладов. М., "Наука".

Борзунова Г.П., Селиверстов В.А., Хотин М.Ю., Шапиро М.Н. 1969. Палеоген полуострова Камчатского Мыса. – Изв. АН СССР, серия геол., № 7.

Власов Г.М., Василевский М.М. 1964. Гидротермально-измененные породы Центральной Камчатки, их рудоносность и закономерности пространственного размещения. М., "Недра".

Власов Г.М., Ярмолюк В.А. 1959. Структурно-тектонические районы Камчатки. – Докл. АН СССР, т. 127, № 1.

Власов Г.М., Жегалов Ю.В., Ярмолюк В.А. 1963. Некоторые основные вопросы тектоники Камчатки. – Сов. геол., № 6.

Волынец О.Н., Колосков А.В., Флеров Г.Б., Фрих-Хар Д.И., Шилин Н.Л. 1965. Формационное расчленение третичных плутонических и вулкано-плутонических образований Центральной Камчатки. – Докл. АН СССР, т. 165 № 1.

Гаврилов А.А. 1967. Марганценосный вулканогенно-осадочный комплекс ордовика Южного Урала и Северных Мугоджар. – Труды ГИН АН СССР, вып. 169.

Гаврилов А.А. 1968. Накопление вулканогенных обломочных продуктов в геосинклинальных областях прошлого. – В кн.: Осадкообразование и полезные ископаемые вулканических областей прошлого, т. 1. М., "Наука". (Труды ГИН АН СССР, вып. 195).

Гаврилов В.К. 1970. История формирования геосинклинального поднятия Больших Курил. (На примере северной группы островов). Автореф. канд. дисс. М.

Гамильтон У. 1970. Происхождение вулканических пород эвгеосинклиналей и островных дуг. – В кн.: Окраины континентов и островные дуги. Труды симпозиума. Перевод с англ. М., "Мир".

Геология СССР. 1964. Т. XXXI, ч. 1. Камчатка, Курильские и Командорские острова. М., "Недра".

Геологическое развитие Японских островов. 1968. Перевод с англ. М., "Мир".

Гладенков Ю.Б. 1963. Офиолитовые формации нижнего течения р. Хатырки (Корякское нагорье). – В кн.: Кайнозойские складчатые зоны севера Тихоокеан-

ского кольца. М., Изд-во АН СССР. (Труды ГИН АН СССР, вып. 89).

Гладенков Ю.Б. 1964. Тектоника восточной части Корякского нагорья. – В кн.: Кайнозойские тектонические зоны периферии Тихого океана. М., "Наука", (Труды ГИН АН СССР, вып. 113).

Гладенков Ю.Б., Луцкина Н.В. 1967. Новые данные о геологическом строении полуострова Озерного на Восточной Камчатке. – Докл. АН СССР, т. 174, №5.

Горбачев С.З., Лебедев М.М., Ястремский Ю.М., Илечко Я.В., Ерешко Э.М., Бубнов В.Д., Бабушкин Д.А., Волков Ю.Ф., Краснов Е.П. 1968. О взаимоотношении пород терригенно-осадочного и метаморфического комплексов Срединного хребта Камчатки. – В кн.: Вопросы геологии, петрологии и металлогении метаморфических комплексов Востока СССР. Владивосток.

Горшков Г.С. 1962. К вопросу о классификации некоторых типов взрывных извержений. – В кн.: Вопросы вулканизма. М., Изд-во АН СССР.

Грин Д., Рингвуд А. 1970а. Происхождение базальтовых магм. – В кн.: Происхождение главных серий изверженных пород по данным экспериментальных исследований. Перевод с англ. Л., "Недра".

Грин Д., Рингвуд А. 1970б. Происхождение серий изверженных щелочноземельных пород. – В кн.: Происхождение главных серий изверженных пород по данным экспериментальных исследований. Перевод с англ. Л., "Недра".

Грин Д., Рингвуд А. 1970в. Кристаллизация базальтов и андезитов в водных условиях при высоком давлении. – В кн.: Происхождение главных серий изверженных пород по данным экспериментальных исследований. Перевод с англ. Л., "Недра".

Грин Т., Грин Д., Рингвуд А. 1970. Происхождение высокоглиноземистых базальтов и их взаимоотношения с кварцевыми толеитами и щелочными базальтами. – В кн.: Происхождение главных серий изверженных пород по данным экспериментальных исследований. Перевод с англ. Л., "Недра".

Гущенко И.И. 1965. Пеплы Северной Камчатки и условия их образования. М., "Наука".

Гущенко И.И. 1966. Типы эруптивной деятельности и их фациальные аналоги в современных и недавних отложениях. – В кн.: Современный вулканизм. Труды 2-го Всесоюзн. вулканол. совещания, т. 1. М., "Наука".

Дели Р.О. 1936. Изверженные породы и глубины Земли. М.–Л., ОНТИ.

Дзоценидзе Г.С. 1965. Влияние вулканизма на образование осадков. М., "Недра".

Дзоценидзе Г.С. 1966. О некоторых особенностях подводных извержений. – В кн.: Современный вулканизм. Труды 2-го Всесоюзн. вулканол. совещания, т. 1. М., "Наука".

Дзоценидзе Г.С. 1969. Роль вулканизма в образовании осадочных пород и руд. М., "Недра".

Дир У.А., Хаун Р.А., Зусман Дж. 1965. Породообразующие минералы, т. I. Перевод с англ. М., "Мир".

Долматов Б.К. 1968. Интрузии острова Карагинского. – В кн.: Магматизм Северо-Востока СССР. Тезисы докладов 1-го Северо-Восточн. петрограф. совещ. Магадан.

Долматов Б.К., Мельникова С.А., Стефанов Ю.М. 1969. Мезозой острова Карагинского (Восточная Камчатка). – Докл. АН СССР, т. 187, №5.

Долматов Б.К., Хотин М.Ю. 1968. Магматические образования Восточной Камчатки и их петрохимические особенности. – В кн.: Магматизм Северо-Востока СССР. Тезисы докладов 1-го Северо-Восточн. петрограф. совещ. Магадан.

Долматов Б.К., Хотин М.Ю. 1969. Формирование допалеогеновых интрузивных комплексов полуострова Камчатский Мыс. – Сов. геол., № 7.

Елисеев Э.Н. 1971. Петрохимическая роль титана при характеристике магматической дифференциации основных пород. – В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М., "Наука".

Ермаков Б.В. 1971. Флишевый комплекс Центральной части Корякского нагорья. Автореф. канд. дисс. Л.

Жегалов Ю.В. 1961. Стратиграфия третичных отложений Командорских островов. – В кн.: Материалы Совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сахалина, Камчатки, Курильских и Командорских островов, г. Оха, 1959. М., Гостоптехиздат.

Зеленов К.К. 1963. Подводный вулканизм и его роль в формировании осадочных пород. – Труды ГИН АН СССР, вып. 81.

Зеленов К.К. 1965. Некоторые особенности подводного вулканизма на примере вулкана Бану Вуху (Индонезия). – В кн.: Вулканогенно-осадочные формации и полезные ископаемые. М., "Наука".

Зеленов К.К. 1967. Подводный вулканизм и его геологическое значение. – В кн.: Вулканизм и геохимия его продуктов. М., "Наука". (Труды Ин-та вулканолог. СО АН СССР, вып. 24).

Зеленов К.К. 1972. Вулканы как источники рудообразующих компонентов осадочных толщ. М., "Наука".

Йодер Г.С., Тилли К.Э. 1965. Проис-

хождение базальтовых магм. Перевод с англ. М., "Мир".

Калинин Д.В., Денискина Н.Д. 1967. О химических условиях синтеза гранатов гроссуляр–андрадитового ряда и зависимости их железистости от кислотности – щелочности среды. – Геол. рудн. местор., № 3.

Кеннеди Дж.К. 1950. Равновесие между летучими и окислами железа в изверженных породах. – В кн.: Вопросы физико-химии в минералогии и петрографии. М., ИЛ.

Классификация и номенклатура вулканогенно-осадочных пород. 1970. (По материалам Всесоюзного семинара. Тбилиси, 1968). Тбилиси, Изд-во ЦК КП Грузии.

Краускопф К.Б. 1966. Геохимия кремнезема в среде осадкообразования. – В кн.: Геохимия литогенеза. Перевод с англ. М., ИЛ.

Кропоткин П.Н., Власов Г.М. 1960. Островные дуги и периферические складчатые области западной окраины Тихоокеанского пояса. – В кн.: Материалы к 1-й Всесоюзной конференции по геологии и металлогении Тихоокеанского рудного пояса, вып. 1. Владивосток.

Кропоткин П.Н., Шахварстова К.А. 1965. Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса. – Труды ГИН АН СССР, вып. 134.

Кузнецов Ю.А. 1964. Главные типы магматических формаций. М., "Недра".

Куно Х. 1970. Латеральная вариация базальтовой магмы вкрест окраины континентов и островных дуг. – В кн.: Окраины континентов и островные дуги. (Труды симпозиума). Перевод с англ. М., "Мир".

Лавров В.М. 1966. Подводный вулканизм Азорского горного узла в северной Атлантике. – В кн.: Современный вулканизм. Труды 2-го Всесоюзн. вулканол. совещ., т. 1. М., "Наука".

Лебедев М.М. 1967. Метасоматические зоны Камчатки. Автореф. канд. дисс. Владивосток.

Лебедев М.М. 1968. К вопросу о гранитизации палеозой–мезозойских геосинклинальных образований Срединной Камчатской метаморфической зоны. – В кн.: Магматизм Северо-Востока СССР. Тезисы докладов 1-го Северо-Восточн. петрограф. совещ. Магадан.

Лебедев М.М., Бондаренко В.Н. 1962. К вопросу о возрасте и генезисе метаморфических пород Центральной Камчатки. – Сов. геол., № 11.

Лисицын А.П. 1966. Процессы современного осадкообразования в Беринговом море. М., "Наука".

Луцкина Н.В. 1968. Гипербазиты Восточной Камчатки. – В кн.: Магматизм Северо-Востока СССР. Тезисы докладов 1-го Северо-Восточн. петрограф. совещ. Магадан.

Марков М.С. 1968. К проблеме становления "гранитного" слоя островных дуг. – В кн.: Вулканизм и тектогенез. (Междунар. геол. конгресс. XXIII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 2). М., "Наука".

Марков М.С. 1969. К проблеме формирования "гранитного" слоя островных дуг. – В кн.: Проблемы связи тектоники и магматизма. Труды совещания. М., "Наука".

Марков М.С. 1970. Метаморфические комплексы и их место в истории развития островных дуг. – Геотектоника, № 2.

Марков М.С. 1975. Метаморфические комплексы и "базальтовый" слой земной коры островных дуг. М., "Наука".

Марков М.С., Аверьянова В.И., Карташев И.П., Соловьева И.А., Шуваев А.С., 1967. Мезо–кайнозойская история и строение земной коры Охотского региона. – Труды ГИН АН СССР, вып. 168.

Марков М.С., Некрасов Г.Е., Хотин М.Ю. 1972. Фундамент меловой геосинклинали на полуострове Камчатского мыса (Восточная Камчатка). – Геотектоника. № 4.

Марков М.С., Селиверстов В.А., Хотин М.Ю., Долматов Б.К. 1969. О сочленении Восточной Камчатки и Алеутской островной дуги. – Геотектоника, № 5.

Марковский Б.А., Ротман В.К. 1969. О позднемеловой геосинклинальной вулканогенно-осадочной формации северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. – Изв. АН СССР, серия геол., № 6.

Марковский Б.А., Ротман В.К. 1971. О геосинклинальных меймечитах Камчатки. – Докл. АН СССР, т. 196, № 3.

Мархинин Е.К. 1967. Роль вулканизма в формировании земной коры. На примере Курильской островной дуги. М., "Наука".

Марченко А.Ф. 1961. Стратиграфия мезозойских отложений Камчатки. – В кн.: Материалы Совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сахалина, Камчатки, Курильских и Командорских островов, г. Оха, 1959. М., Гостоптехиздат.

Марченко А.Ф. 1964. О стратиграфическом положении метаморфизованных эффузивных и пирокластических пород Срединного Камчатского хребта. – Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР, сб. 17. Магаданское кн. изд-во.

Марченко А.Ф. 1968. К вопросу о существовании на Камчатке массивов доверхнемеловых метаморфических пород. – В кн.: Вопросы геологии, петрологии и метал-

логении метаморфических комплексов Востока СССР. Владивосток.
Марченко А.Ф., Мельникова С.А., Сляднев Б.И. 1969. Регрессивный метаморфизм в метаморфических породах Хавывенской возвышенности на Камчатке. – В кн.: Материалы IV Всесоюзного петрографического совещания. Баку. Изд-во АН АзербССР.
Менард Г.У. 1966. Геология дна Тихого океана. Перевод с англ. М., "Мир".
Миль Б.В., Калинин Д.В. 1966. О нижней температурной границе образования гранатов в скарновом процессе (экспериментальные данные). – Докл. АН СССР, т. 167, № 3.
Мурдмаа И.О., Безруков П.Л., Богданов Ю.А. 1970. Осадкообразование в Курило-Камчатском желобе. – В кн.: Классификация и номенклатура вулканогенно-осадочных пород. (По материалам Всесоюзного семинара. Тбилиси, 1968). Тбилиси, Изд-во ЦК КП Грузии.
Мурдмаа И.О., Петелин В.Н., Скорнякова Н.С. 1970. Вулканогенный обломочный материал в донных осадках современных морей и океанов. – В кн.: Классификация и номенклатура вулканогенно-осадочных пород. (По материалам Всесоюзного семинара. Тбилиси, 1968). Тбилиси, Изд-во ЦК КП Грузии.
Нокколдс С.Р., Аллен Р. 1958. Геохимические наблюдения. – В кн.: Геохимия некоторых серий изверженных пород. Перевод с англ. М., ИЛ.
Обуэн Ж. 1967. Геосинклинали. Перевод с англ. М., "Мир".
Оптические и петрохимические исследования магматических образований Центральной Камчатки. 1967. – Труды Ин-та вулканологии СО АН СССР, вып. 25.
Осборн Е.Ф., Ройдер П.Л. 1963. Влияние давления кислорода на кристаллизацию в упрощенных базальтовых системах. – В кн.: Труды XXI Международного геологического конгресса, вып. 2. Тектоника и петрография. Перевод с англ. и нем. яз. М., ИЛ.
Павлов Ю.А., Юнов А.Ю. 1970. О мощности земной коры на Камчатке. – Докл. АН СССР, т. 191, № 1.
Парк Ч.Ф., Мак-Дормид Р.А. 1966. Рудные месторождения. Перевод с англ. М., "Мир".
Пейве А.В. 1948. Типы и развитие палеозойских структур Урало-Тяньшаньской геосинклинальной области. – Изв. АН СССР, серия геол., № 6.
Пейве А.В. 1970. Океаническая кора геологического прошлого. – Геотектоника, № 4.
Пейве А.В., Штрейс Н.А., Книппер А.Л., Марков М.С., Богданов Н.А., Перфильев А.С., Руженцев С.В. 1971. Океаны и геосинклинальный процесс. – Докл. АН СССР, т. 196, № 3.
Пейве А.В., Штрейс Н.А., Моссаковский А.А., Перфильев А.С., Руженцев С.В., Богданов Н.А., Буртман В.С., Книппер А.Л., Макарычев Г.И., Марков М.С., Суворов А.И. 1972. Палеозоиды Евразии и некоторые вопросы теории геосинклиналей. – В кн.: Тектоника байкальских и палеозойских складчатых образований СССР. Тезисы докладов. М.
Петелин В.П. 1960. О донных осадках западной части Тихого океана. – В кн.: Океанологические исследования, № 2. М., Изд-во АН СССР.
Петров В.С., Цикунов А.Г., Пронин А.А. 1966. Стратиграфия отложений вулканогенно-кремнистой и терригенной формаций Валагинского хребта. – В кн.: Стратиграфия вулканогенных формаций Камчатки. М., "Наука".
Петрова М.А. 1958. Об источниках свободного кремнезема в вулканических областях. – Труды МГРИ, № 22.
Петрова М.А. 1962. Вулканизм и проблема образования силицитов. – В кн.: Вопросы вулканизма. М., Изд-во АН СССР.
Пущаровский Ю.М. 1963. Очерк строения и развития Алеутско-Аляскинской тектонической зоны. – Труды ГИН АН СССР, вып. 89.
Пущаровский Ю.М. 1964. Опыт структурного районирования Тихоокеанского тектонического кольца. – В кн.: Гималайский и альпийский орогенез. (Междунар. геол. конгресс. XXII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 11). М., "Наука".
Пущаровский Ю.М. 1965. Основные черты строения Тихоокеанского тектонического пояса. – Геотектоника, № 6.
Пущаровский Ю.М. 1971. Проблема происхождения Тихого океана в связи с тектоникой его обрамления. – В кн.: История Мирового океана. М., "Наука".
Пущаровский Ю.М. 1972. Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. – Труды ГИН АН СССР, вып. 234.
Ривош Л.А. 1963. Некоторые геофизические данные о глубинном геологическом строении Центральной Камчатской депрессии. – Сов. геол., № 2.
Ритман А. 1964. Вулканы и их деятельность. Перевод с англ. М., "Мир".
Розен О.М., Марков М.С. 1973. О происхождении амфиболитов метаморфического меланократового фундамента островных дуг (на примере Ганальского хребта Камчатки). – Геотектоника, № 3.
Родионова Р.И. Федорченко В.И. 1971. О некоторых проблемах глубинной геологии и вулканизма Курильской островной дуги (по материалам петрографического изучения ксенолитов). – Геол. и геофиз., № 3.
Ротман В.К. 1961. О соотношении ирунейской и киргиликской свит Централь-

ной Камчатки. – В кн.: Материалы Совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сахалина, Камчатки, Курильских и Командорских островов, г. Оха, 1959. М., Гостоптехиздат.

Ротман В.К. 1963. Петрохимическая эволюция лав Срединного Камчатского хребта. – В кн.: Петрохимические особенности молодого вулканизма. М., "Наука".

Ротман В.К., Жегалов Ю.В. 1960. Вулканогенные формации и эволюция вулканизма внутренней дуги Камчатки. – В кн.: Материалы к 1-й Всесоюзной конференции по геологии и металлогении Тихоокеанского пояса, вып. 1. Владивосток.

Ротман В.К., Марковский Б.А. 1965. О геосинклинальных щелочных базальтах северо-западной части Тихоокеанского пояса. – Докл. АН СССР, т. 165, № 1.

Ротман В.К., Марковский Б.А. 1968. О типах геосинклинальных базальтовых магм (на примере Камчатки). – Докл. АН СССР, т. 182, № 3.

Ротман В.К., Марковский Б.А. 1970. Состав базальтов разных стадий тектономагматического цикла Западной Камчатки. – Докл. АН СССР, т. 193, № 6.

Рухин Л.Б. 1969. Основы литологии. М., "Недра".

Садреев А.М., Долматов Б.К. 1965. Новые данные об объеме и возрасте эффузивно-пирокластических и туфогенно-осадочных образований Кроноцкого полуострова. – Изв. АН СССР, серия геол., № 7.

Святловский А.Е. 1960. Очерк гипербазитов Камчатки и их положение в тектонической структуре полуострова. – Сов. геол № 3.

Сидорчук И.А., Герман Л.Л. 1968. О взаимоотношениях фаунистически охарактеризованных верхнемеловых отложений с метаморфическими образованиями проблематического возраста (на примере Ганальского хребта). – В кн.: Вопросы геологии, петрологии и металлогении метаморфических комплексов Востока СССР. Владивосток.

Скорнякова Н.С., Мурдмаа И.О. 1968. Литолого-фациальные типы глубоководных пелагических глин (красных глин) Тихого океана. – Литол. и полезн. ископ., № 6.

Скорнякова Н.С., Мурдмаа И.О., Горбунова З.Н., Зенкевич Н.Л. 1971. О фациальной изменчивости глубоководных пелагических осадков Тихого океана. – В кн.: История Мирового океана. М., "Наука".

Смирнов Л.М. 1971. Тектоника Западной Камчатки. – Геотектоника, № 3.

Соловьева Н.А. 1968. Роль вулканизма в формировании пород малокурильской свиты. – Докл. АН СССР, т. 179, № 4.

Соловьева Н.А. 1969. Особенности формирования верхнемелового вулканогенно-осадочного комплекса Малой Курильской дуги. Автореф. канд. дисс. М.

Справочное руководство по петрографии осадочных пород, т. I. 1958. Л., ГОНТИ.

Страхов Н.М. 1963. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М., Госгеолиздат.

Страхов Н.М. 1965. К познанию подводного вулканогенно-осадочного породообразования. М., "Наука".

Тернер Ф., Ферхуген Дж. 1961. Петрология изверженных и метаморфических пород. М., ИЛ.

Тихонов В.И. 1959. Схема тектоники южной части полуострова Камчатка. – Докл. АН СССР, т. 127, № 1.

Тихонов В.И., Удинцев Г.Б. 1960. К вопросу о связях между тектоникой Камчатки и рельефом ее подводных склонов. – Докл. АН СССР, т. 130, № 3.

Удинцев Г.Б. 1960. Рельеф дна и тектоника западной части Тихого океана. – В кн.: Морская геология. (Междунар. геол. конгресс. XXI сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 10.). М., Изд-во АН СССР.

Удинцев Г.Б. 1964. Рельеф и структура дна Тихого океана. – В кн.: Гималайский и альпийский орогенез. (Междунар. геол. конгресс. XXII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 11). М., "Наука".

Флеров Г.Б. 1969. Верхнемеловая-палеогеновая трахибазальт-габбро-сиенитовая формация Центральной Камчатки. Автореф. канд. дисс. М.

Флеров Г.Б., Колосков А.В. 1968. Палеогеновая субщелочная формация габбро-сиенит-трахиандезитового состава. – В кн.: Формации и фации верхнемеловых и кайнозойских магматических образований Центральной Камчатки. М., "Наука".

Хаин В.Е. 1964. Общая геотектоника. М., "Недра".

Хаин В.Е. 1971. Место процессов океанообразования в тектонической эволюции Земли. – В кн.: История Мирового океана. М., "Наука".

Хворова И.В. 1963. Задачи и некоторые результаты изучения литологии формаций. – В кн.: Вулканогенно-осадочные и терригенные формации. М., "Наука". (Труды ГИН АН СССР, вып. 81).

Хворова И.В. 1965. О принципах типизации вулканогенно-осадочных формаций. М., "Наука".

Хворова И.В. 1968а. Геосинклинальные кремнистые породы и вопросы их происхождения. – В кн.: Генезис и классификация осадочных пород. (Междунар. геол. конгресс. XXIII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 8). М., "Наука".

Хворова И.В. 1968б. Кремненакопление в геосинклинальных областях прошлого. – В кн.: Осадкообразование и полезные ис-

копаемые вулканических областей прошлого, т. I. Осадкообразование. М., "Наука". (Труды ГИН АН СССР, вып. 195).
Хворова И.В., Дмитрик А.Л. 1972. Микроструктуры кремнистых пород. М., "Наука". (Труды ГИН АН СССР, вып. 246).
Хворова И.В., Залманзон Э.С. 1966. О составе туфогенных пелитоморфных пород из морских девонских толщ Южного Урала. – Литол. и полезн. ископ., № 6.
Хворова И.В., Ильинская М.Н. 1963. Сравнительная характеристика двух вулканогенно-осадочных формаций Южного Урала. – В кн.: Вулканогенно-осадочные и терригенные формации. М., "Наука". (Труды ГИН АН СССР, вып. 81).
Херасков Н.П. 1967. Тектоника и формации. Избр. труды. М., "Наука".
Хитаров Н.И. 1961а. Вопросы эндогенных процессов в свете экспериментальных данных. – Автореф. докт. дисс. М.
Хитаров Н.И. 1961б. Вопросы формирования гидротермальных растворов. – Труды Лабор. вулканологии АН СССР, вып. 19.
Хотин М.Ю. 1968. Вулканогенно-кремнистые формации Восточной Камчатки. – В кн.: Магматизм Северо-Востока СССР. Тезисы докладов 1-го Северо-Восточн. петрограф. совещ. Магадан.
Хотин М.Ю. 1972. Кремнистые породы верхнемеловой эффузивно-туфово-кремнистой формации полуострова Камчатского Мыса. – Литол. и полезн. ископ., № 3.
Хотин М.Ю., Марков М.С. 1972. Верхнемеловые океанические формации на Восточной Камчатке. – В кн.: Тектоника дна морей, океанов и островных дуг. IX сессия Научного совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока. Тезисы докладов. Южно-Сахалинск.
Чайников В.И., Репечка М.А. 1966. О подводном вулканизме в Японском море. – Докл. АН СССР, т. 168, № 5.
Чайников В.И., Репечка М.А. 1970. Пирокластический материал в осадках северо-западной части Тихого океана. – В кн.: Классификация и номенклатура вулканогенно-осадочных пород. (По материалам Всесоюзного семинара. Тбилиси, 1968). Тбилиси, Изд-во ЦК КП Грузии.
Шатский Н.С. 1963. Избр. труды, т. 1. М., Изд-во АН СССР.
Шатский Н.С. 1965. Избр. труды, т. 3. М., "Наука".
Шапиро М.Н., Хотин М.Ю. 1973. Верхнемеловые кварц-полевошпатовые песчаники на Восточной Камчатке. – Литол. и полезн. ископ., № 4.
Шанцер А.Е. 1966. О вулканогенной и терригенной формациях мелового (?) возраста Восточного хребта Камчатки. – Труды Ин-та вулканол. СО АН СССР, вып. 23.
Шанцер А.Е., Арсанов А.С., Садреев А.М. 1966. К вопросу о несогласии в мел-палеогеновом комплексе Восточного хребта. – Труды Ин-та вулканол. СО АН СССР, вып. 23.
Шуменко С.И. 1970. Генезис мергельно-меловых пород на основе их изучения под электронным микроскопом. – Литол. и полезн. ископ., № 4.
Шутов В.Д. 1967. Классификация песчаников. – Литол. и полезн. ископ., № 5.
Эл-Векил С.К., Райли Дж.П. 1965. Химические и минералогические исследования глубоководных осадков. – В кн.: Вопросы геохимии и геохронологии океана. Перевод с англ. М., "Мир".
Энгель А.Е.Дж., Энгель Ц.Г. 1968. Горные породы ложа океана. – В кн.: Второй Международный океанографический конгресс. Тезисы докладов. М., "Наука".
Эрлих Э.Н., Шанцер А.Е., Кутыев Ф.Ш. 1971. Меймечиты Восточной Камчатки. – Изв. АН СССР, серия геол., № 2.
Яковлева М.Е. 1970. Гранатсодержащие пестроцветные яшмы Южного Урала. – Докл. АН СССР, т. 191, № 5.
Audley-Charles M.G. 1965. A geochemical study of Cretaceous ferromagniferous sedimentary rocks from Timor. – Geochim. et cosmochim. acta, v. 29.
Bailey E.H., Irwin W.R., Johns D.L. 1964. Franciscan and related rocks and their significance in the geology of Western California. – Bull.Calif.Div. Mines and Geol., N 183.
Bogdanov N.A. 1971. Tectonic development of oceanic trenches in the system of the Island Ares of the West Pacific. – Twelfth Pacific Sci. Congr. Record Proc., v. 1. Abstracts Papers, Canberra.
Bonatti E. 1965. Palagonite, hyaloclastites and alteration of volcanic glass in the ocean. – Bull.volcanol., v. 28.
Clarke F.W. 1924. The data of geohemistry, 5th ed. – Bull. U.S. Geol.Surv., N 770.
Coats R.R. 1947. Reconnaissance geology of some Western Aleutian Islands. – U.S. Geol.Surv., Alaskan Invest. Report, N 2.
Coats R.R. 1961. Geologic reconnaissance of Kiska Island, Aleutian Islands, Alaska. – Bull. U.S. Geol.Surv., N 1028-R.
Conti S. 1958. Diaspri ftaniti e rudiolariti. – Pubbl.Ist. Geol. Univ., Genova, N 11.
Coombs D.S. 1961. Some recent work on the lower grades of metamorphism. – Austral.J. Sci., v. 24.
Davis E.F. 1918. The radiolarian cherts of the Franciscan group. – Bull.Calif.Univ., Dept Geol., v. 11, N 3.
Davies H.L. 1968. Papuan Ultramafic Belt. – Internat.Geol. Congr. Report of the Twenty-Third Session, Czechoslovakia 1968, v. I. Prague, Academia.

Davies H.L. 1971.Peridotit–Gabbro–Basalt complex in eastern Papua: an overthrust plate of oceanic mantle and crust. – Bull. Mineral Resources, Geol. and Geophys. Austral., v. 128.

El–Wakeel S.K., Riley J.P. 1961.Chemical and mineralogical studies of fossil red clays from Timor. – Geochim. et cosmochim. acta, v. 24, N 3/4.

Engel A.E.J., Engel C.G., Havens R.G. 1965. Chemical characteristics of oceanic basalts and the upper mantle. – Bull. Geol. Soc. America, v. 76, N 7.

Gregor C.B. 1967. The geochemical behaviour of sodium. Amsterdam.

Hay R.L. 1966. Zeolites and zeolitic reactions in sedimentary rocks. – U.S.Geol. Soc. Spec. Paper, v. 85.

Hay R.L., Moiola F. 1963. Anthigenic silicate minerals in Searles Lake, California. – Sedimentology, v. 2.

Hitchen C.S. 1945. The "solubility" of silica. – Econ. Geol., 40.

Imbrey J., Polderwaart A. 1959. Mineral compositions calculated from chemical analyses of sedimentary rocks. – J. Sediment. Petrol., v. 29, N 4.

Irwin W.D .1964. Late Mesozoic orogenies in the ultramafic belts of north–western California and south–western Oregon. – U.S. Geol. Surv. Profess. Paper, 501–C.

Kennedy G.C. 1950. A portion of system silica–water. – Econ. Geol., v. 45.

Ketner K. 1969. Ordovician bedded chert, argillite and shall of Cordilleran eugeosyncline in Nevada and Idaho. – U.S.Geol. Surv. Profess. Paper, 650–B.

Krauskopf K.B. 1959. The geochemistry of silica in sedimentary environments. – In: Silica in Sediments. Paleontol. en Mineral Soc. Econ. Special Publ. Tulusa, 7.

Kuno H. 1959. Origin of Cenozoic petrographic provinces of Japan and surrounding areas. – Bull.volcanol., v. 20.

Kuno H. 1960, High–alumina basalt. – J. Petrol., N 1.

Lotti B. 1886. Descerizione geologica dell'Is. d'Ela. – Mem.descriptcarta geol. Italia, 2.

MacDonald G.A., Katsura T. 1964. Chemical composition of Hawaiian lavas. –J.Petrol., N 5.

Markov M.S., Khotin Iu.M. 1971. The structure and geological history of the Kuril–Kamchatka arc. – Twelftn Pacific Sci. Congr. Record Proc.,v. I. Abstracts Papers, Canberra.

Mc Birney A.B. 1963. Factors governing the nature of submarine volcanism. – Bull.volcanol., v. 24.

Molengraaff G.A.F. 1921. Mangan Knollen in Mesozische Deipzee of Zettingen van, Nederlandisch–Timor. – Verhandel. Koninkb. nederl. akad. wer Afd. natuurkunde, Bd. 29.

Morozewicz J. 1925. Komandory. Warszawa, Wyd–wo Mianowskiedo In–tu Popier. Nauki.

Murata K.J. 1960. A new method of plotting chemical analyses of basaltic rocks. – Amer. J.Sci. N.S., v. 258–A.

Murray I., Renard A.F. 1891. Deep–sea deposits. – In: Scientific results of the exploration voyage of H.M.S. Challenger, 1872–1876.

Nockolds S.R., Allen R. 1954. The geochemistry of some igneous rosk series. – Geochim. et cosmochim. acta, v. 5.

Osborn E.F. 1959. Role of oxygen pressure in the crustallization differentiation of basaltic magma. – Amer.J. Sci., v. 257, N 9.

Pantanelli D. 1880. Radiolarie dei diaspri. – Procés–ver–baux. Soc.sci.natur. Toscana, 2.

Park C.F. 1946. Spilite and manganese of the Olympie peninsula. – Amer.J.Sci., v.244, N5.

Peive A.V., Markov M.S. 1971. "Basaltic layer of the Earth' s crust in the western part of the Pacific. – Twelfth Pacific Record, Proc. v. I. Sci. Congr. Abstracts Papers. Canberra.

Pettijohn F.I. 1954. Sedimentary Rocks.N.Y.

Poldervaart A. 1962. Aspects of basalt petrology. – J.Geol.Soc. India, v. 3.

Powers H.A., Coats R.R., Nelson W. 1960. Submarine physiography of Amchitka Island, Aleutian Islands, Alaska. – U.S. Geol.Surv. Profess. Papers, 1028–R.

Siever R. 1957. The silica budget in the sedimentary cycle. – Amer. Mineralogist, N 42.

Smich J.W., Grun D.H. 1961. The geology of the Mussa River area. – Bull.Bur.Mineral Resources Australia, Report 52.

Solliman M.S. 1965. Geology of the East Half of the Mount Hamilton Quadrangle. – Calif. Div. Mines and Geol. Bull., N 185.

Steimann G. 1905. Geologische Beobachtungen in den Alpen. II. Die Schardtshe Uberfalungstheorie und die geologische Bedeutung der Tiefseeabsatze und der Ophiolithischen Massengesteine. – Ber. Naturforsch. Ges. Freiburg, H. 16/18.

Sugimura A. 1960. Zonal arrangement of some geophysical and petrogical features in Japan and its environs. – J. Fac. Sci. Univ. Tokyo, Sec. 2, 12.

Summary of deep sea drilling project – Leg XIX, 1971.

Taliaferro N.L. 1943. Geologic history and structure of the Central Coast Ranges of California. – In: Geological Formations and Economic Development. Oil and Gas Fields of California, Bull. N 118.

Tilley C.E., Yoder H.S., Schairer I.F. 1965. Mitling relations of volcanic tholeiite and alkali rock series. – Carnegie Inst. Wash. Year–Book, v. 64.

Verhoogen G. 1951. Mechanics of ash formation. – Amer. J. Sci., v. 249, N 7.

Yoder H. S., Tilley C.E. 1962. Origin of basalt magmas: An experimental study of natural and synthetic rosk systems. – J.Geol., v. 70, N 3.

ФОТОТАБЛИЦЫ И ОБЪЯСНЕНИЯ К НИМ

Таблица I

Диабазы (а, б) и диабазовые порфириты (в). В диабазах нераскристаллизованное стекло находится в интерстициях между лейстами плагиоклаза и ксеноморфными кристаллами клинопироксена. В диабазовых порфиритах большая часть стекловатого мезостазиса содержится в фенокристах плагиоклаза. Шлифы, увел. 20Х, с анализатором

Таблица II

Оливиновые базальты. Фенокристы оливина, заключенные в стекловатую и слабо раскристаллизованную основную массу, замещены опалом и пылеватым рудным минералом, подчеркивающим кристаллографические особенности оливина (а, б, в). Иногда отчетливо видны фигуры роста последнего (в). Оливин в раскристаллизованной основной массе с дендритовидной, спутанноволокнистой или сноповидной структурами (г). Шлифы, увел. 40Х, без анализатора

Таблица III

Базальты (а) и базальтовые порфириты (б). 30–50% основной массы – стекловатый мезостазис. Вкрапленники плагиоклаза образуют гломеропорфировые сростки. Шлифы, увел. 40Х, без анализатора

Таблица IV

Стекловатые, миндалекаменные, палагонитизированные базальты оливиновые и безоливиновые. Видны округлые, овальные вариоли, между которыми располагается палагонит (светлое). Трещины выполнены рудной пылью, миндалины – хлоритом и опалом (в центре). Шлифы, увел.: а) 40Х; б) 20Х, без анализатора

Таблица V

Пирокластические породы. Алевропелитовый туф (а) кристаллокластический с рогульками стекла. Шлиф, увел. 40Х, без анализатора. Алевритовый туф (б) кристаллолитокластический, преимущественно с обломками кристаллов. Шлиф, увел. 40Х, с анализатором. Алевропсаммитовый туф (в, г). Литические обломки, как правило, крупнее обломков кристаллов и стекла. Часть обломков, вероятно, резургентного происхождения. Шлифы, увел. 40Х, с анализатором

Таблица VI

Катагенетическое минералообразование в пирокластических породах: кварц–альбит–пренит–хлоритовый агрегат (а), кварц–альбитовый агрегат (б), хлорит–цеолитовый агрегат (в). Шлифы, увел. 40Х, с анализатором

Таблица VII

Характер катагенетического перераспределения вторичных минералов в пирокластических породах: а) пятнами – кальцит, в прожилках – кварц, б) прожилок, выполненный пренитом и пумпеллиитом, и пересекающий его прожилок кварца, в) прожилки кварца различных генераций. Количество кварца в прожилках зависит от общей кремнистости по-

роды. Хлорит большей частью равномерно распределен по всей массе породы, придавая последней различные оттенки зеленого цвета. Шлифы, увел. 40Х, с анализатором

Таблица VIII

Электронно-микроскопические снимки поверхности скола кремнистого туфогенного пелита. Обр. 678-16, увел. 13300Х. Хорошо диагностируются обломки кристаллов (б, в), чешуйки вторичных минералов (а, б, д), кварцевая составляющая (г, е, д - частично), пелитовая примесь (д, е)

Таблица IX

Сферолитовая, халцедоновая (а) и кварц-халцедоновая (б) яшмы. Шлифы, увел. 20Х, с анализатором

Таблица X

Электронно-микроскопические снимки поверхности скола железистого гиалокластита. Мелкобугорковые и коломорфные типы поверхности (по И.В. Хворовой). Диагностируются шарики стекловатого вещества, скопления шариков, сочетания шариков, изометричных чешуек и лепестковидных пластинок. Обр. 70-12, увел.: а, б, д - 10800Х; в, г - 14400Х. Обр. 86-12, увел.: е, ж, з, и, к - 10800Х, л - 11200Х

Таблица XI

Электронно-микроскопические снимки поверхности скола железистого гиалокластита. Землистые и субпланарно-мелкобугорковые типы поверхности (по И.В. Хворовой). Здесь, вероятнее всего, представлены те части образцов гиалокластитов, где стекловатое вещество интенсивно засорено рудной пылью и прочими примесями. Обр. 86-12, увел.: а - 10800Х; б - 11200Х; в, г - 14400Х. Обр. 70-12, увел.: д, е, з - 14400Х; ж - 13300Х

Таблица XII

Красная кварц-халцедоновая (а, б,) и красная кварцевая (в) яшмы. Хорошо видны раскристаллизованные остатки халцедоновых сферолитов. Шлифы, увел. 40Х, с анализатором

Таблица XIII

Гранатовая белая яшма. Обр. 423-2. Шлиф, увел.: а - 20Х, б - 80Х, в - 180Х, без анализатора

Таблица XIV

Электронно-микроскопические снимки поверхности скола красной кварцевой яшмы. Друзовидно-мелкобугорковый тип поверхности (по И.В. Хворовой). Обр. 423-1, увел.: а,б - 8400Х; в, г - 13300Х

Таблица XV

Электронно-микроскопические снимки поверхности скола белой гранатовой яшмы. Друзовидный и друзовидно-мелкобугорковый типы поверхности (по И.В. Хворовой). Диагностируются взаимные прорастания скоплений кристаллов кварца (друзы) и граната (бугорки и мелкие друзы). Обр. 433-2, увел.: а, б - 8400Х; в, г - 13300Х

Таблица XVI

Электронно-микроскопические снимки поверхности скола розового известняка. Участки развития коккосфер и продуктов жизнедеятельности кокколитофорид. Друзовидно-мелкобугорковый тип поверхности (по И.В. Хворовой). Обр. 95-1з, увел.: а, г - 10800Х; б - 11200Х; в - 8900Х

Таблица XVII

Электронно-микроскопические снимки поверхности скола розового известняка. Продукты жизнедеятельности кокколитофорид. Мелкобугорковый, друзовидно-мелкобугорковый и субпланарно-мелкобугорковый типы поверхности (по И.В. Хворовой). Обр. 95-К увел.: а, б, в, г - 10800Х. Обр. 86-14; увел.: д, е, ж, з - 14400Х

Таблица XVIII

Электронно-микроскопические снимки поверхности скола бежевого известняка из конкреции. Кристалломорфные, планарные и субпланарные типы поверхности. Диагностируются кристаллы кальцита. Участок обильного загрязнения кальцита стекловато-железистым (?) веществом. Обр. 95-13, увел.: а - 8400Х; б - 9400Х; в, г - 10800Х, д, е, - 14400Х, Обр. 95-16, увел.: ж, з, и - 10800Х; к - 14400Х; л - 11200Х

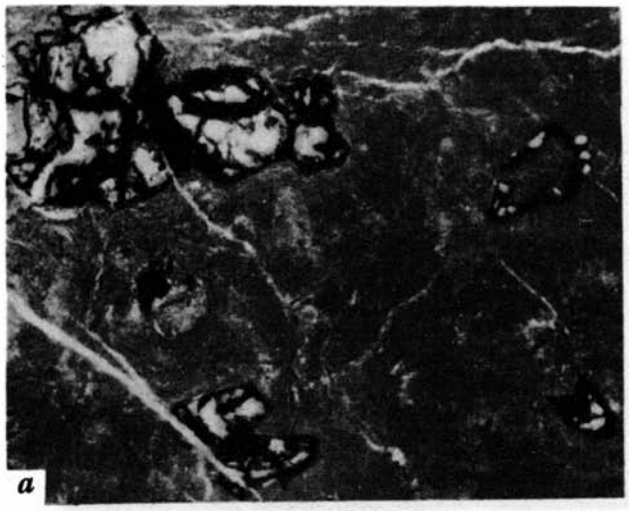
Таблица XIX

Кварц-полевошпатовые песчаники терригенной формации. а,б - ориентированные зерна биотита в песчанике, в - остаток кварца и калиевого полевого шпата среди прочих кварцевых, плагиоклазовых и литических обломков. Шлифы, увел. 40Х, с анализатором

а

б

в



а

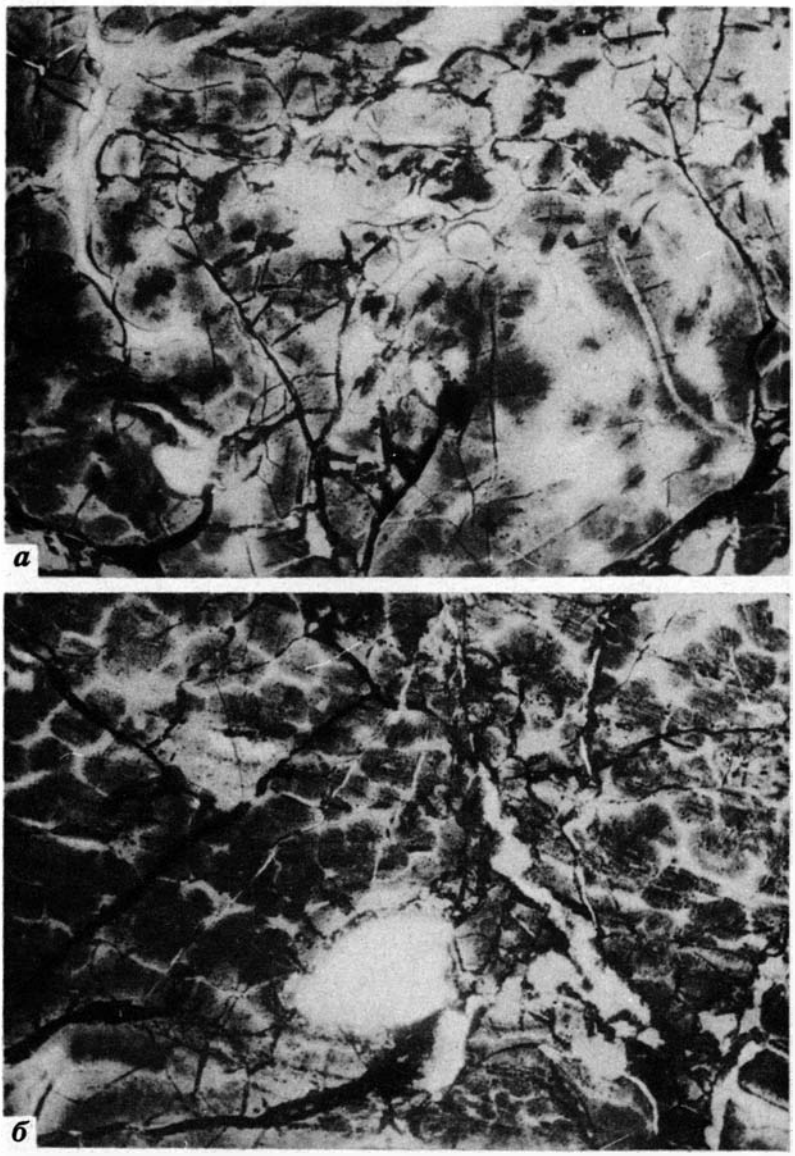
б

в

г

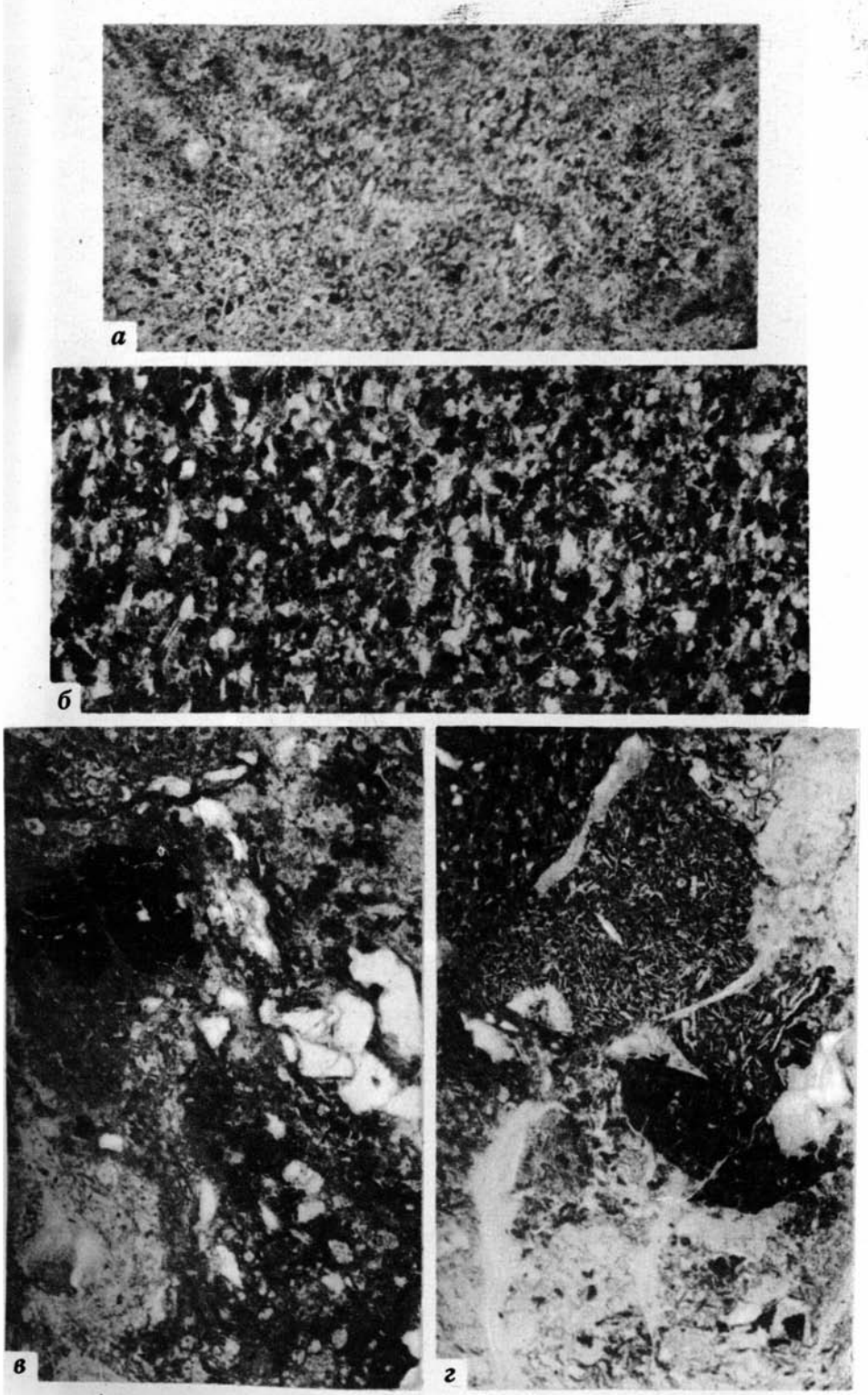
а

б

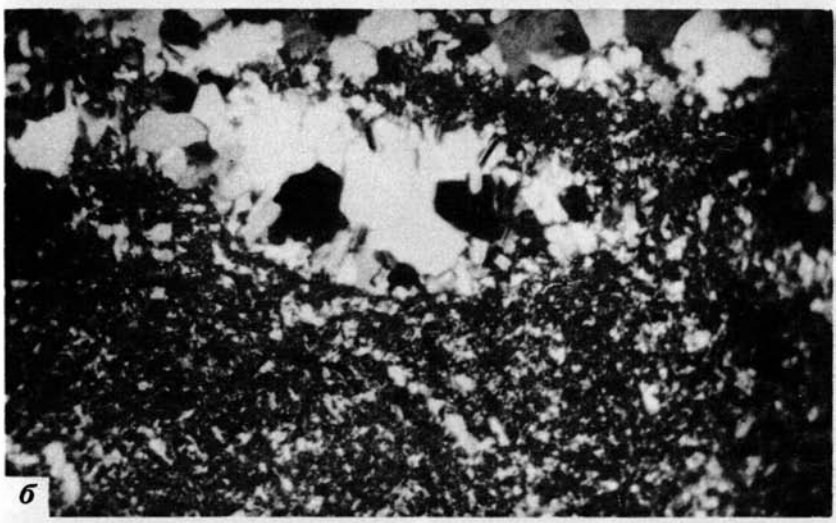


а

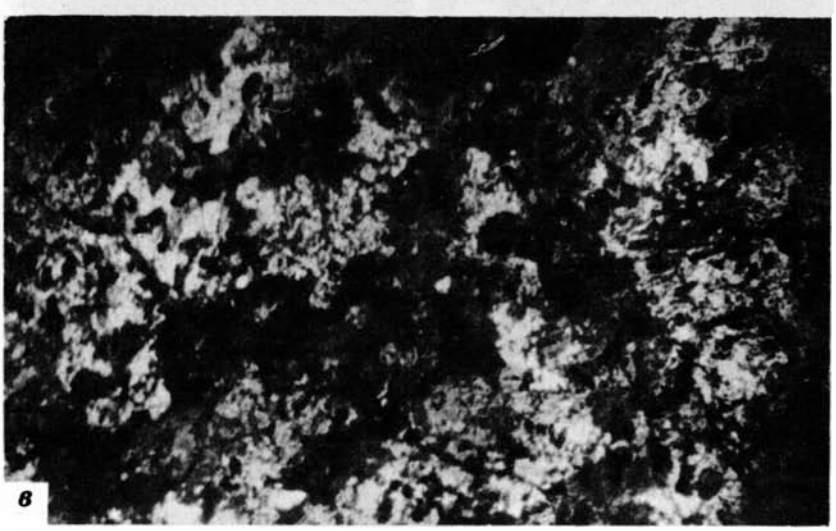
б


а
б
в
г

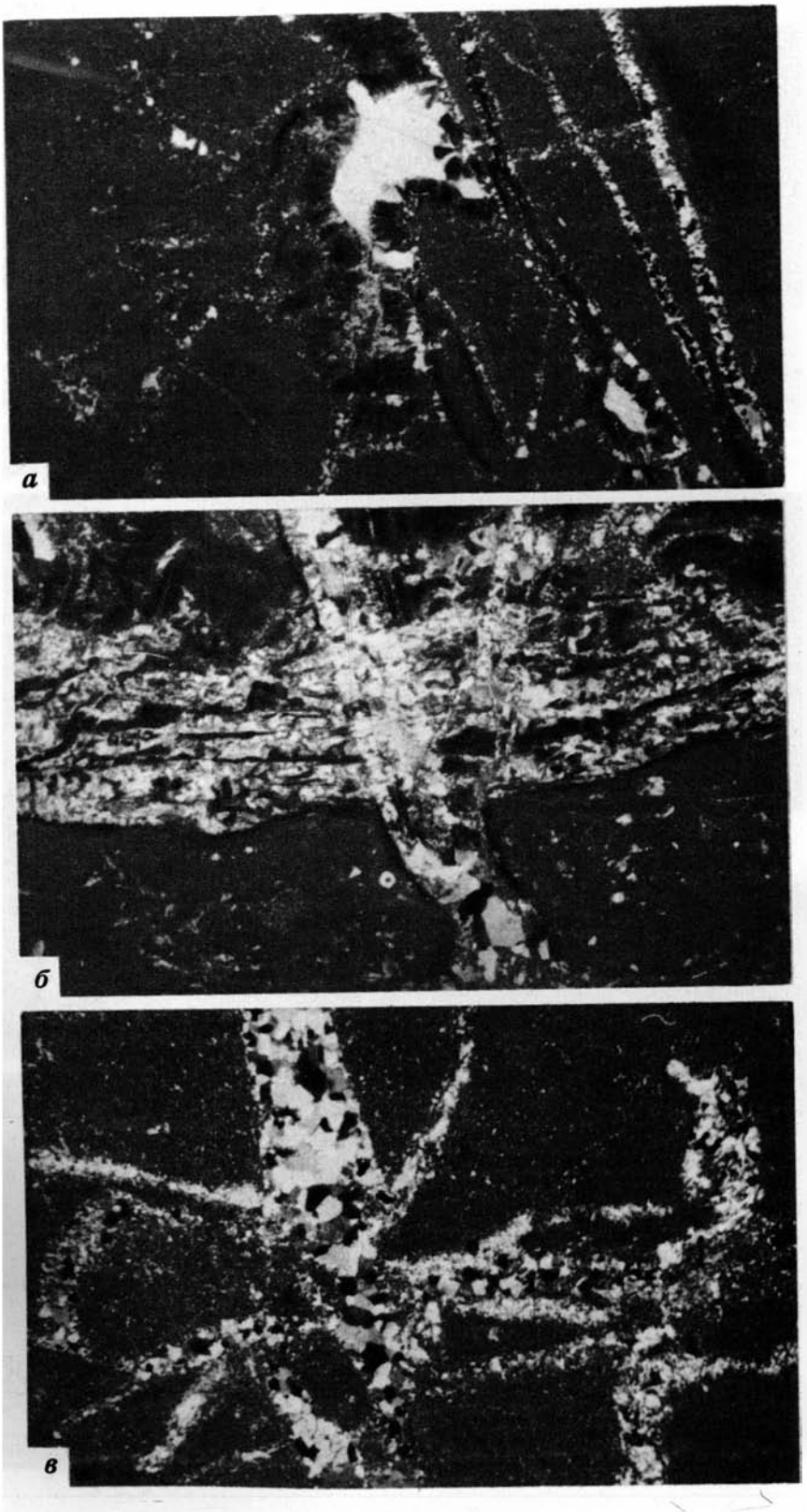
а



б



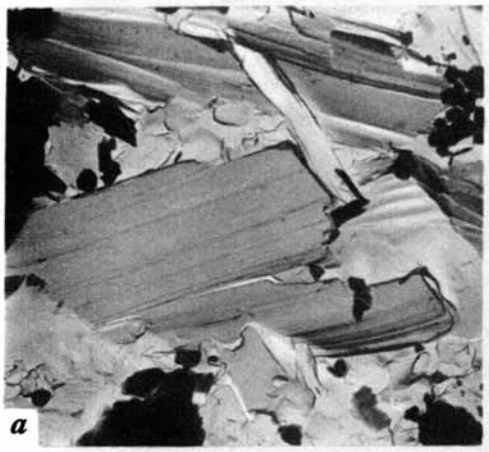
в



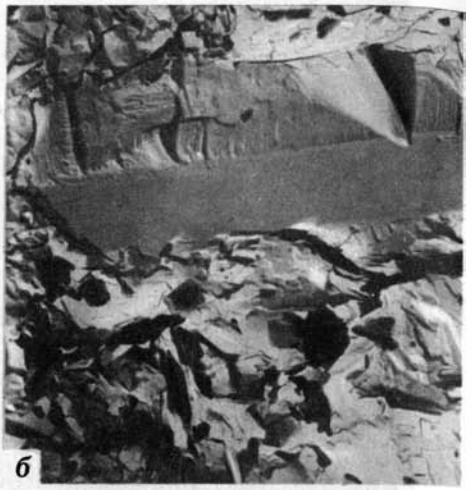
а

б

в



а



б

в

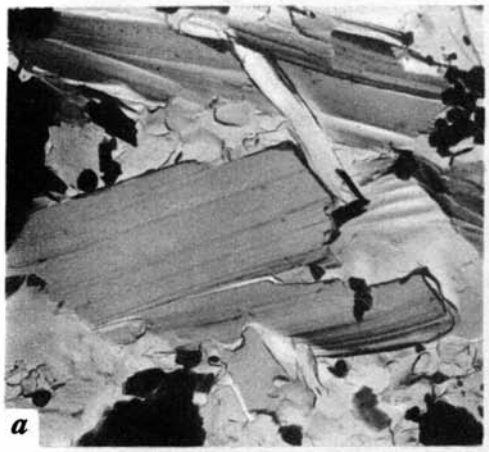
г

д

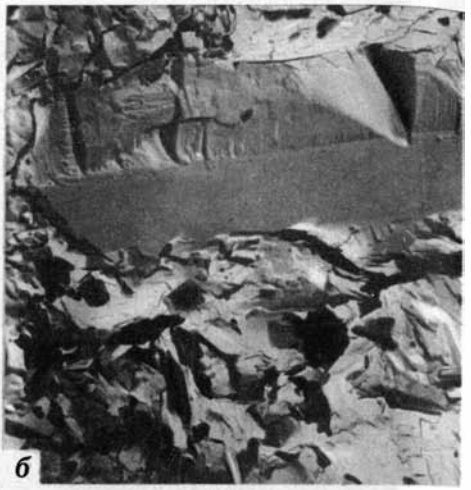
е

а

б



а



б

в

г

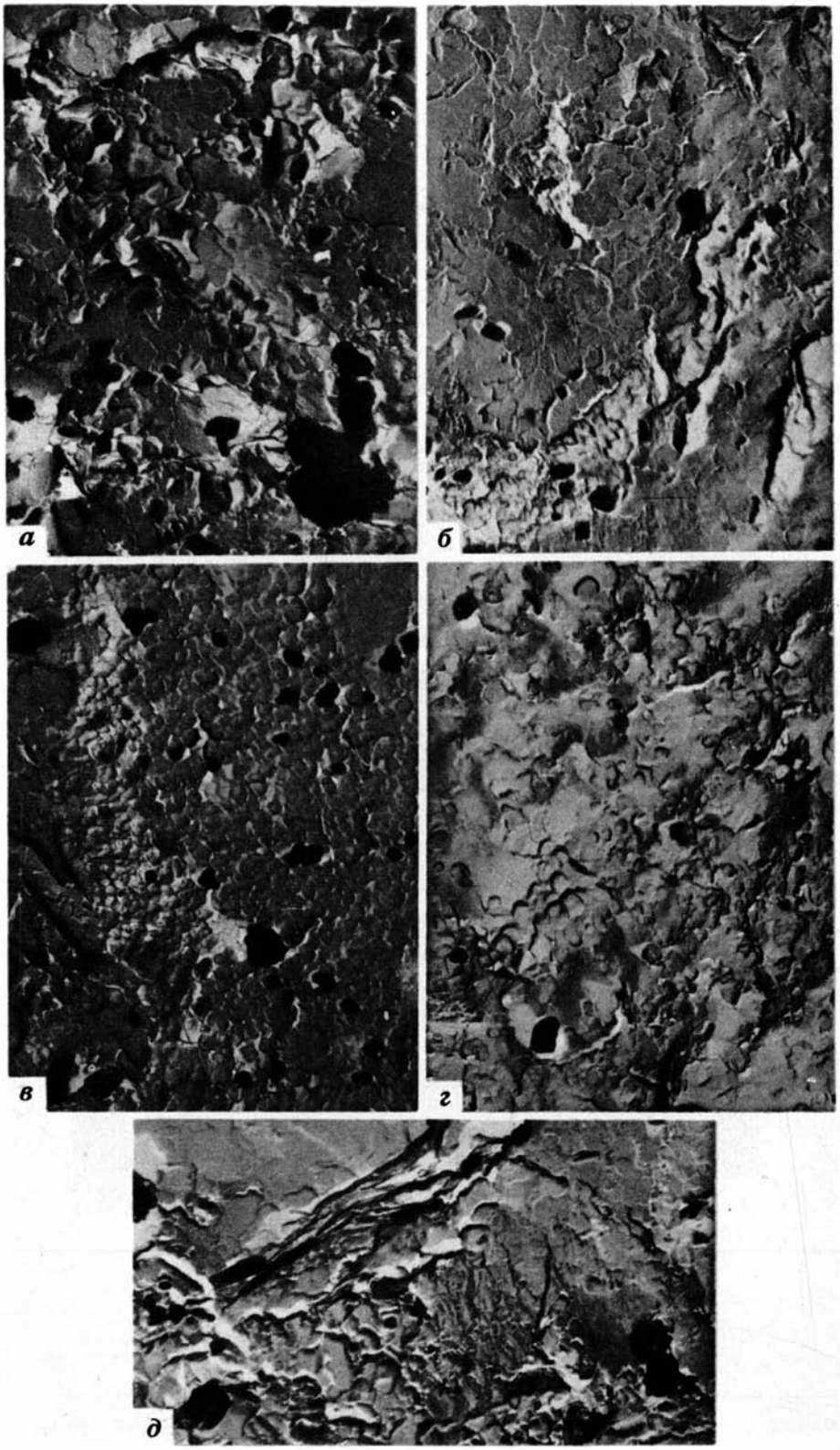
д

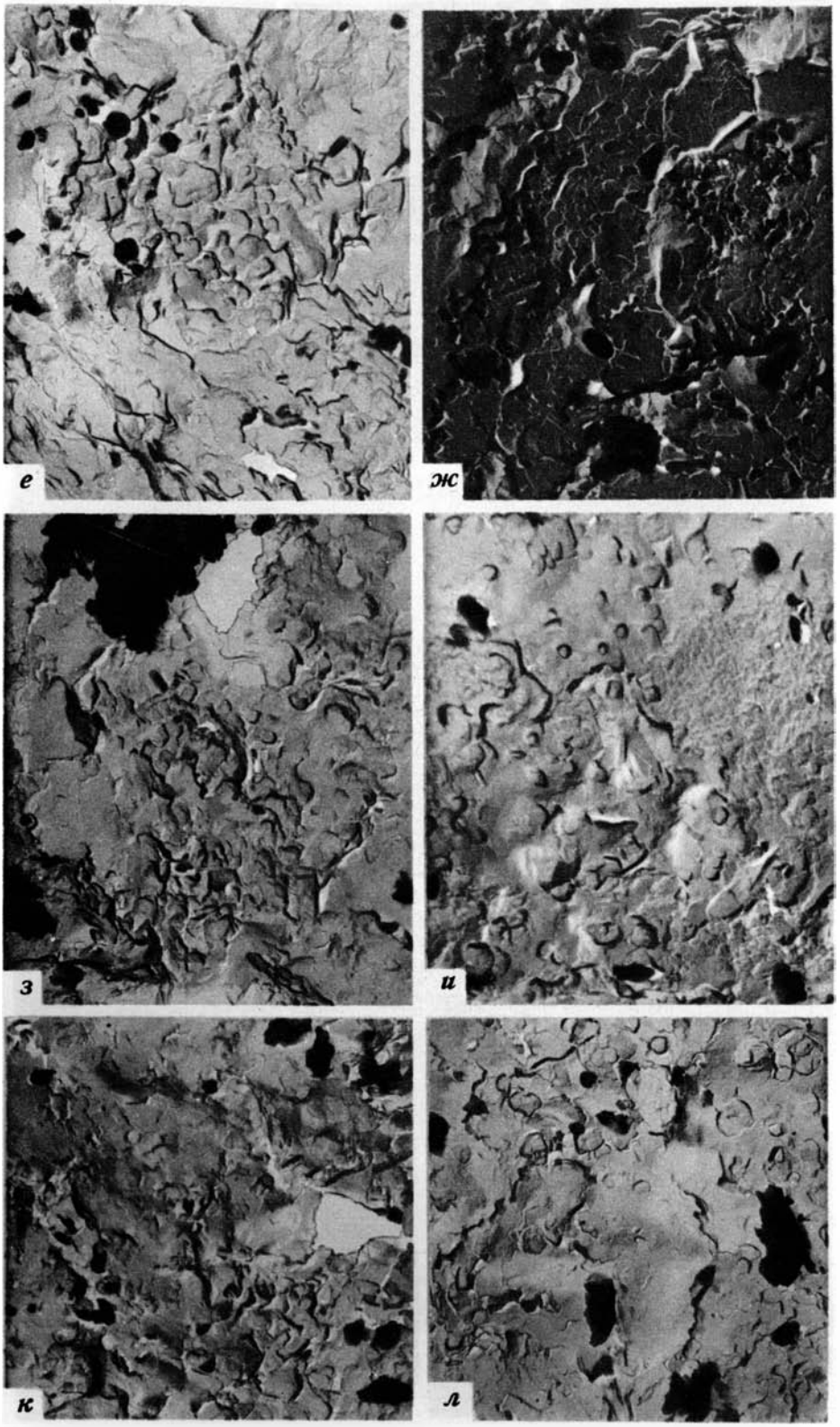
е

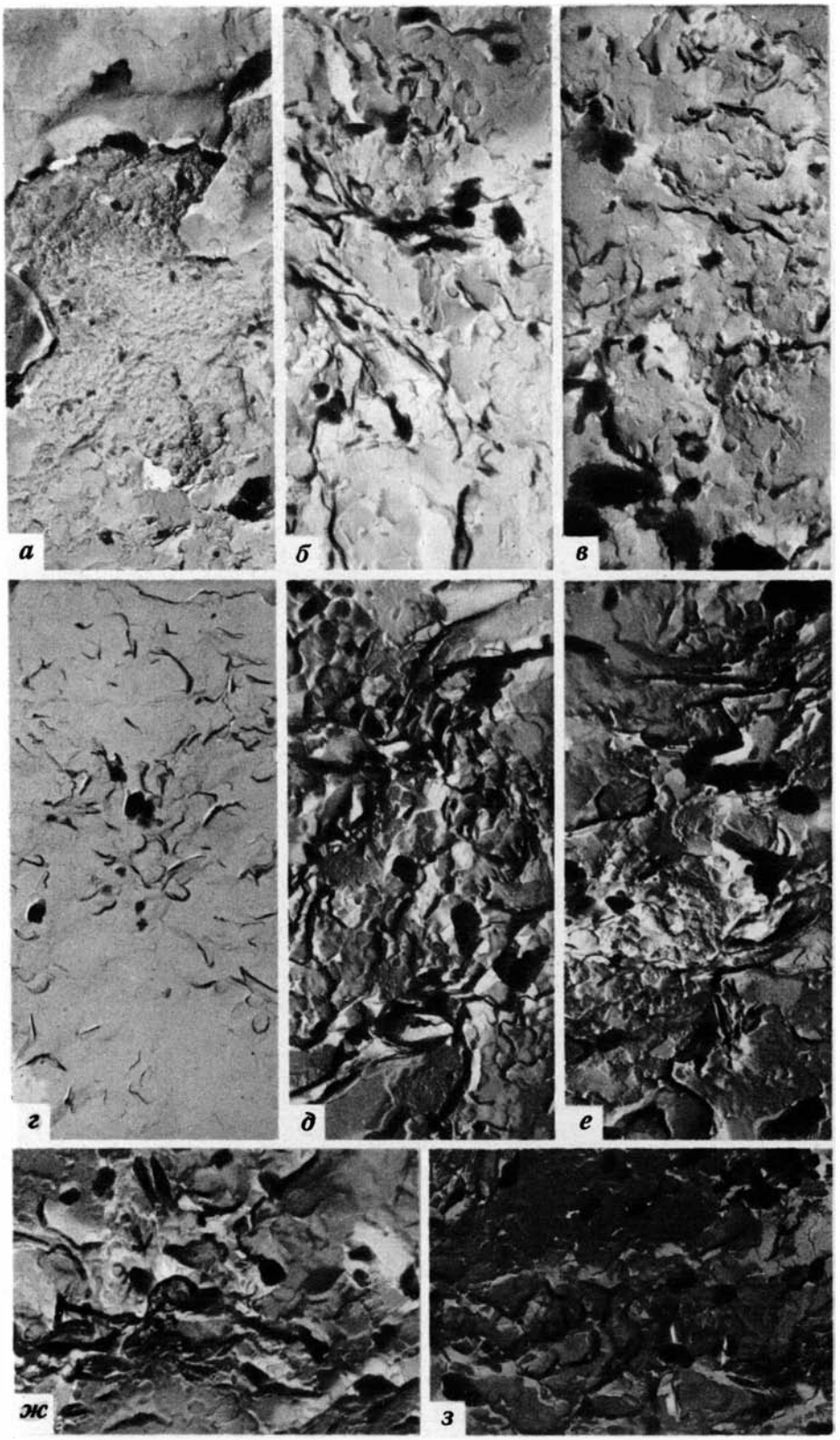
а

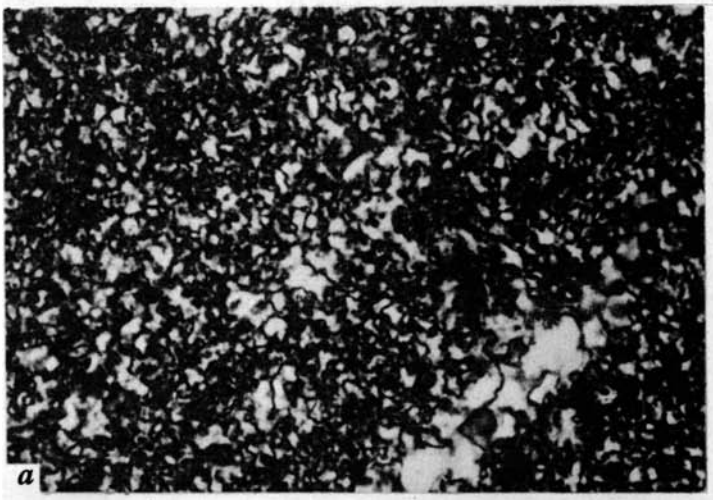
б

½12 1096

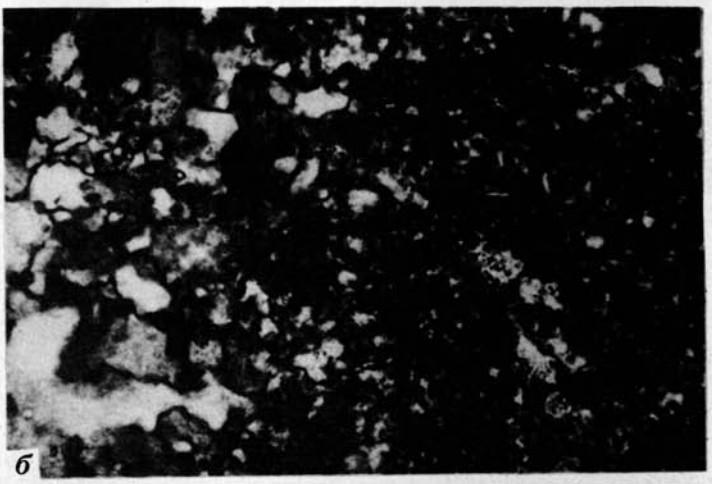

а
б
в
г
д


е
ж
з
и
к
л


а
б
в
г
д
е
ж
з

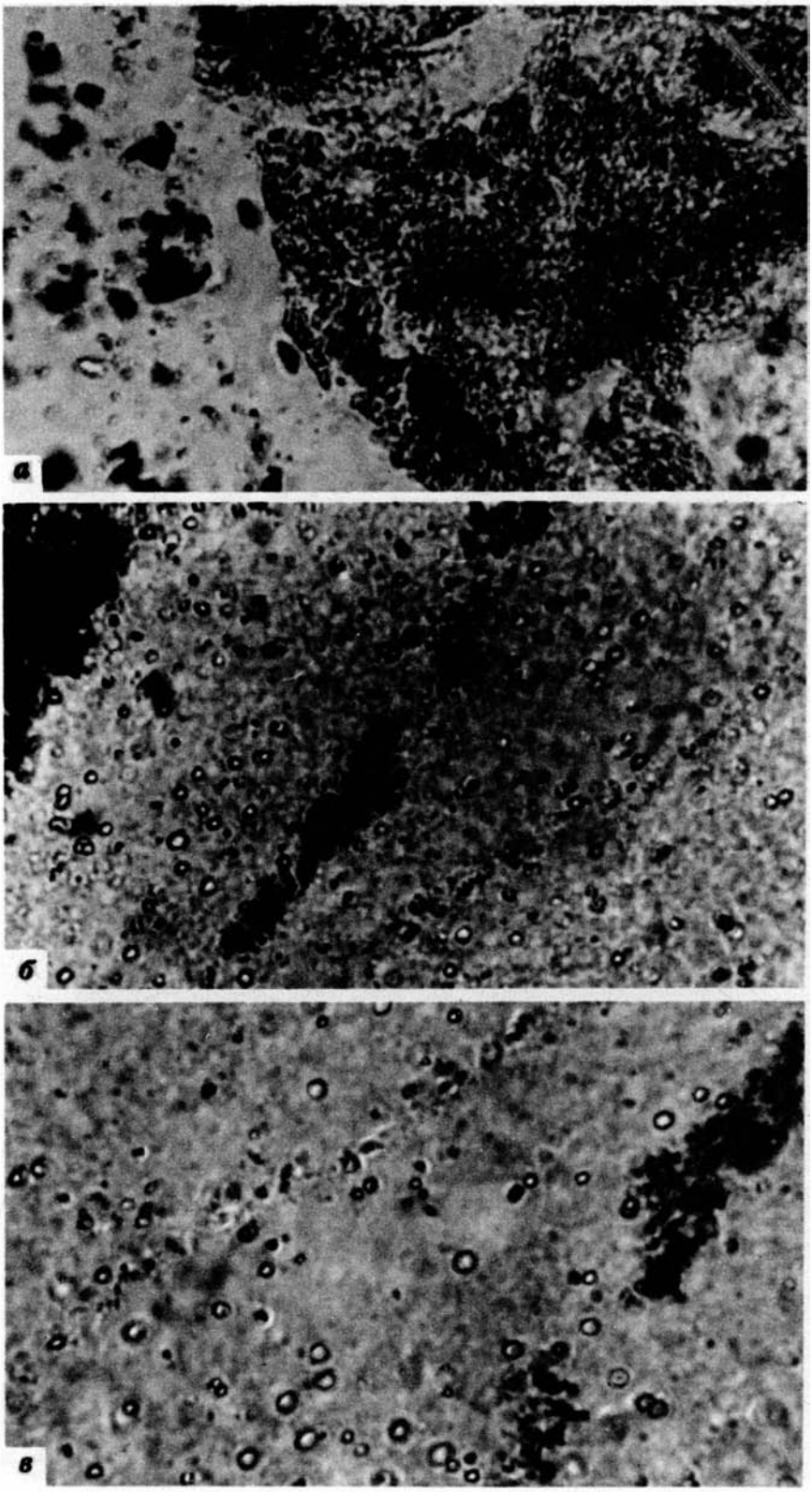


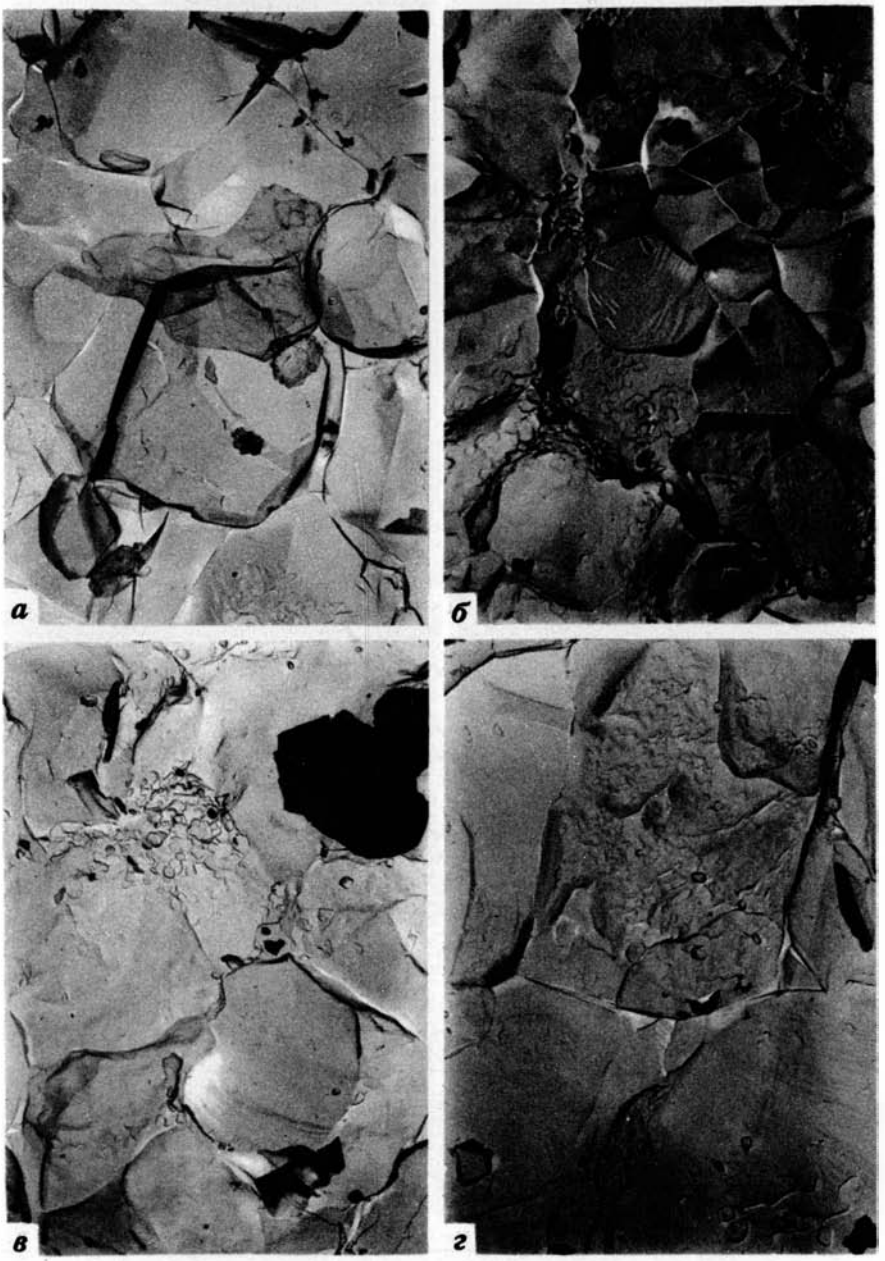
а

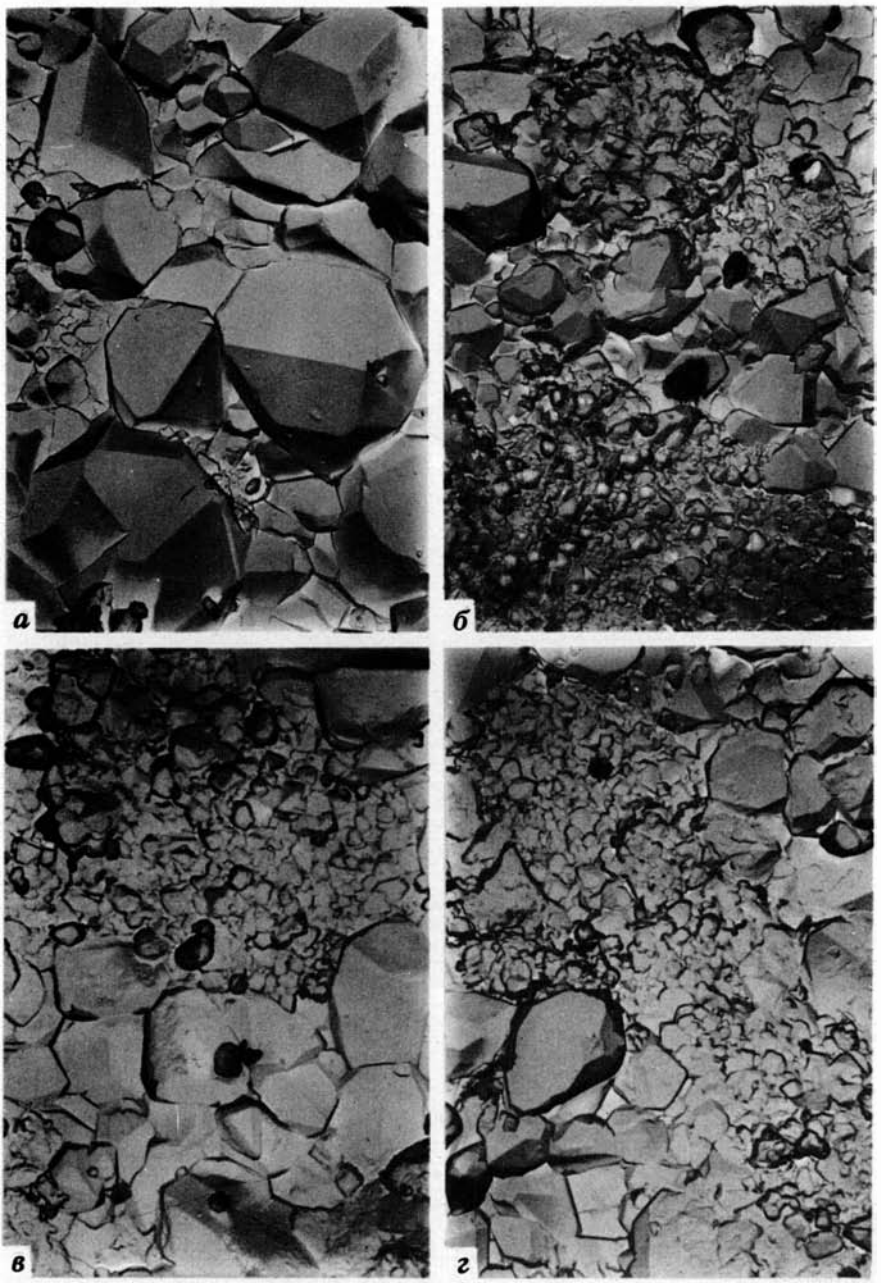


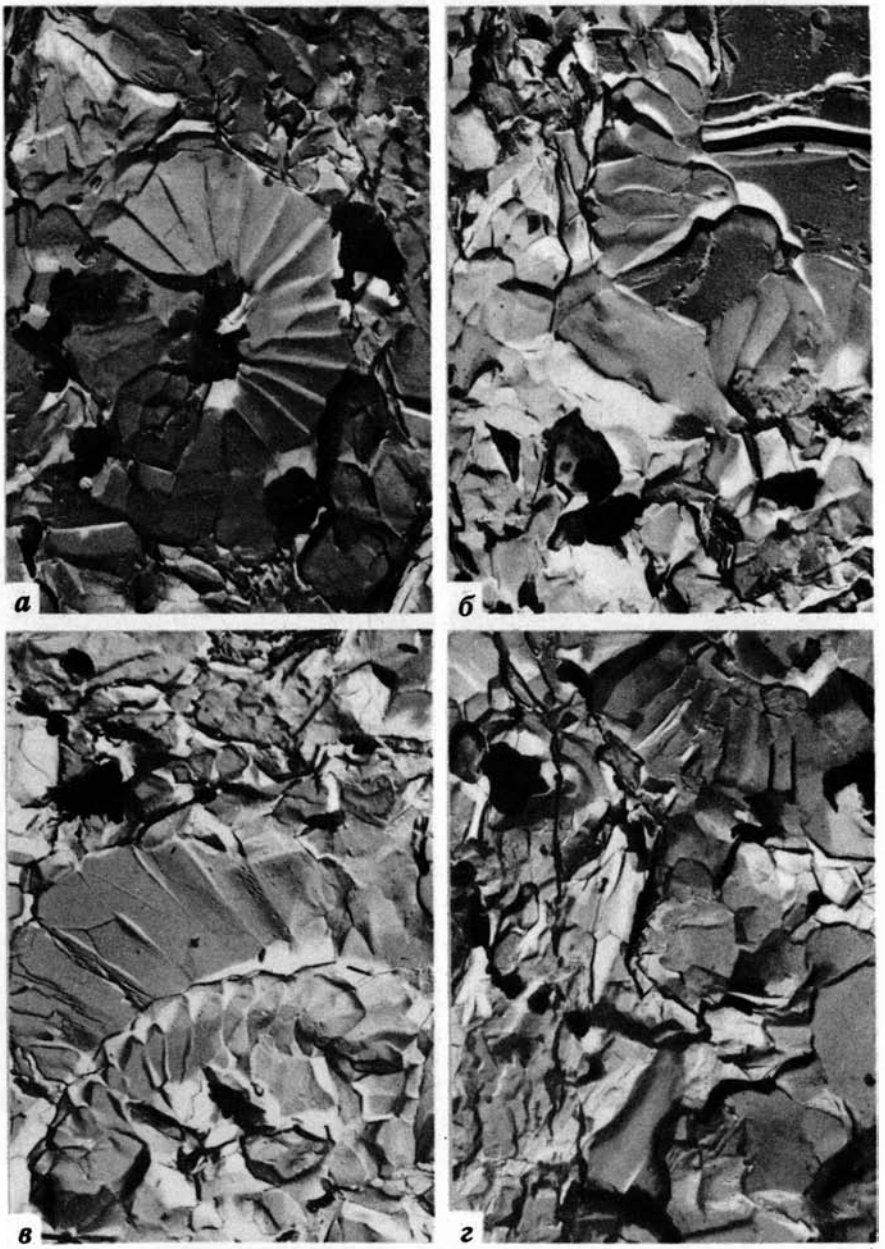
б

в


а
б
в

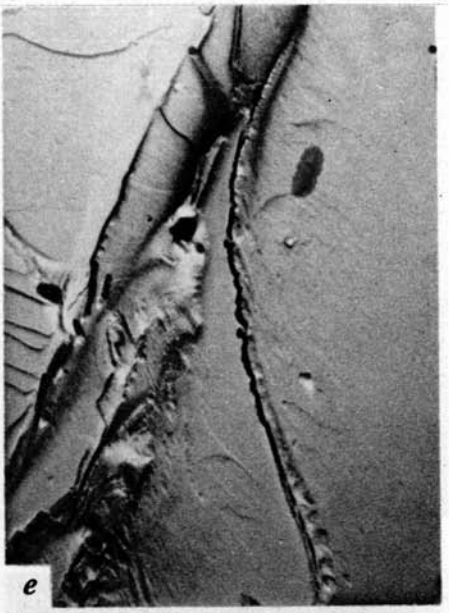

а
б
в
г

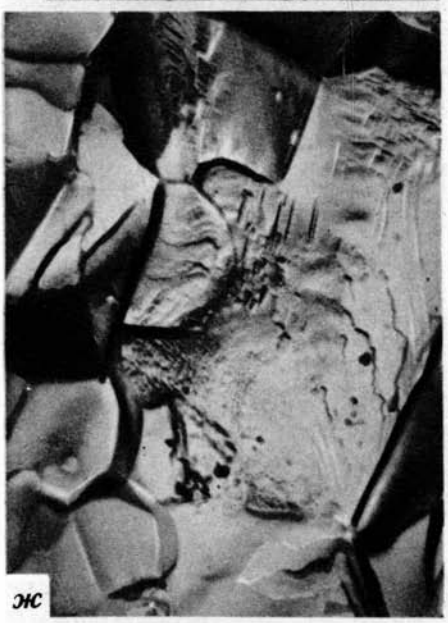

а
б
в
г

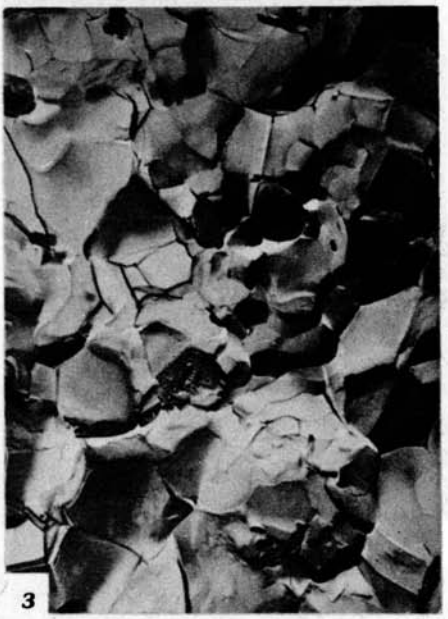

а
б
в
г

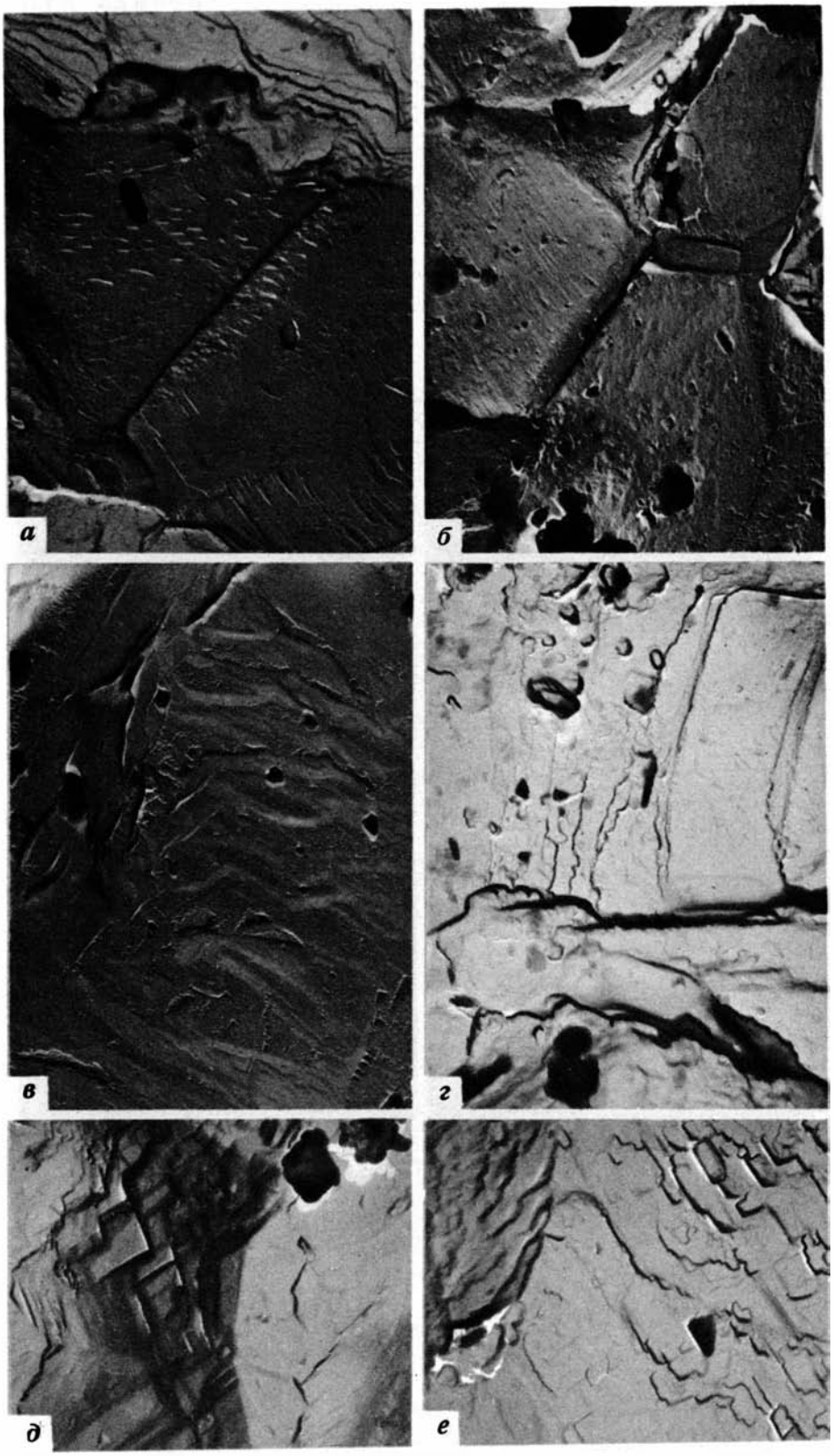
а
б
в
г

д


е


ж


з

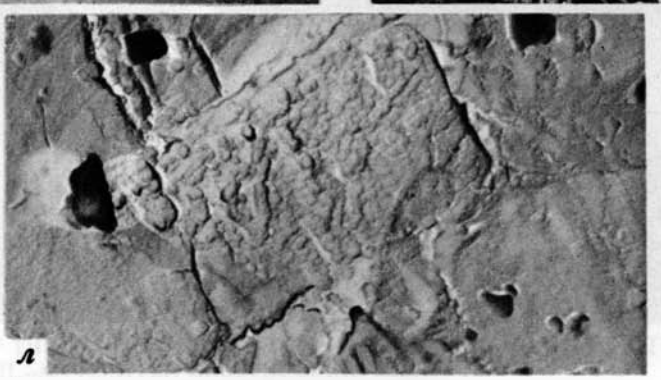

а
б
в
г
д
е

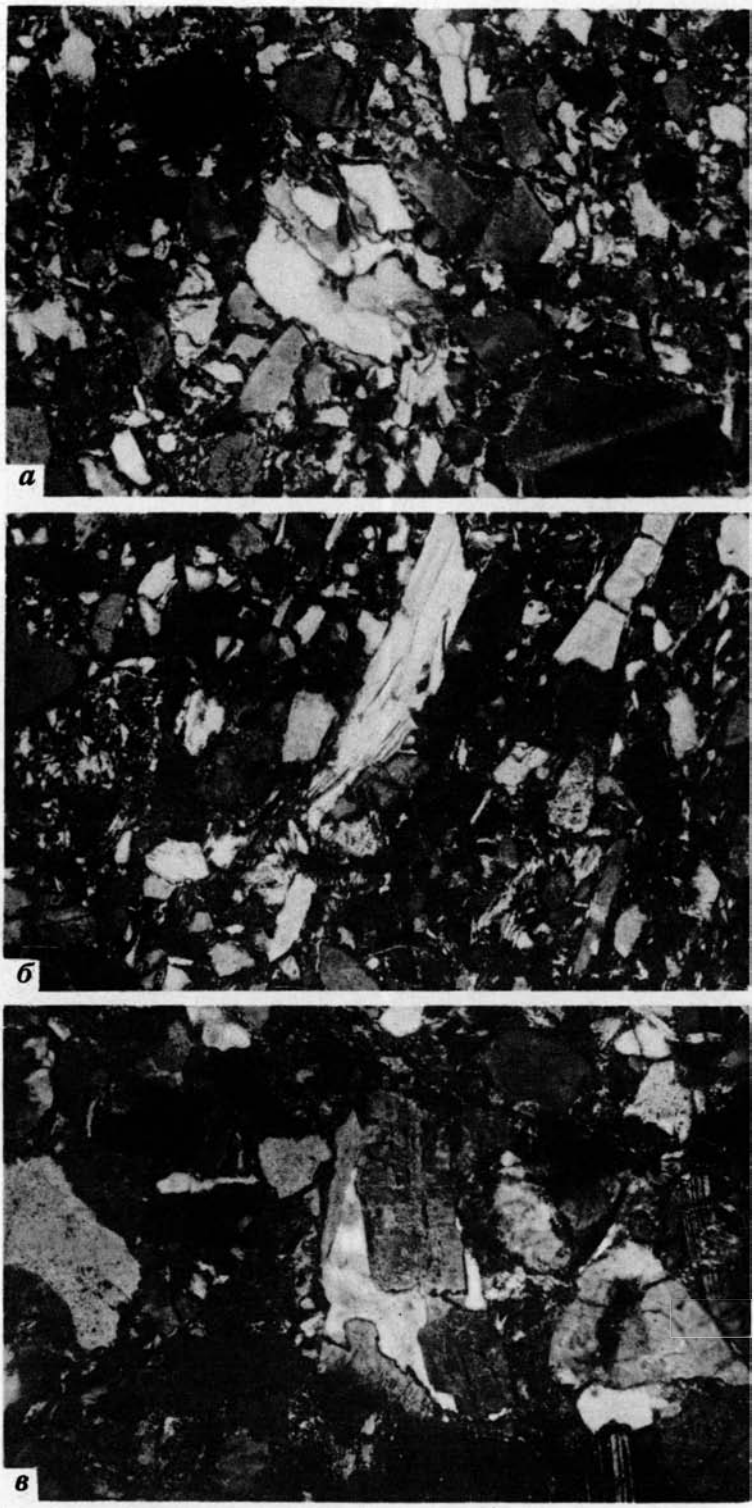
ж

з

и

к


л


а
б
в

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ 3

Глава первая

ПОЛОЖЕНИЕ ПОЛУОСТРОВА КАМЧАТСКИЙ МЫС В ОБЩЕЙ СТРУКТУРЕ КУРИЛО-КАМЧАТСКОЙ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОЙ ЗОНЫ. 6

Глава вторая

ВЕРХНЕМЕЛОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ПОЛУОСТРОВА КАМЧАТСКИЙ МЫС 12
Геологическое строение полуострова 12
Комплекс пород фундамента 19
Верхнемеловая эффузивно-туфово-кремнистая формация 21
Строение формации 23
Типы пород и породные ассоциации 32
Основные генетические типы пород и их петрохимические особенности . . . 49
Условия образования 78
Особенности образования кремнистых пород 83
Терригенная субаркозовая формация 88
Основные черты строения и состав 88
Условия образования 91

Глава третья

ФРАНЦИСКАНСКАЯ ФОРМАЦИЯ ЗАПАДНОЙ КАЛИФОРНИИ 93
Строение формации 95
Условия образования 110

Глава четвертая

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ДРЕВНЕГО ВУЛКАНОГЕННОГО ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ И НЕКОТОРЫХ ГЛУБОКОВОДНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ТИХОГО ОКЕАНА 111

Глава пятая

ВЕРХНЕМЕЛОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ЦЕНТРАЛЬНОЙ И ВОСТОЧНОЙ КАМЧАТКИ И КУРИЛЬСКОЙ ОСТРОВНОЙ ГРЯДЫ 116
Западно- Камчатская структурно-фациальная зона 117
Центрально-Камчатская структурно-фациальная зона 118
Восточно-Камчатская структурно-фациальная зона 126
Курильско-Южнокамчатская структурно-фациальная зона 138
Типы пород вулканогенно-осадочного комплекса и их петрохимическая характеристика 139
Условия формирования вулканогенно-осадочного комплекса 155

Глава шестая

ПОЛОЖЕНИЕ ФОРМАЦИИ КАМЧАТСКОГО МЫСА В РЯДУ ВЕРХНЕМЕЛОВЫХ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ФОРМАЦИЙ КАМЧАТКИ 157

ЗАКЛЮЧЕНИЕ 162

ЛИТЕРАТУРА 163

ФОТОТАБЛИЦЫ И ОБЪЯСНЕНИЯ К НИМ 170

CONTENTS

INTRODUCTION 3

Chapter one

POSITION OF THE KAMCHATKA CAPE PENINSULA IN THE GENERAL STRUCTURE OF THE KURIL–KAMCHATKA GEOSYNCLINAL ZONE 6

Chapter two

UPPER CRETACEOUS DEPOSITS OF THE KAMCHATKA CAPE PENINSULA 12
Geological structure of the peninsula 12
Rock complex of the basement 19
The Upper Cretaceous effusive–tufaceous–siliceous formation 21
Structure of the formation 23
Rock types and rock associations 32
The main genetic rock types and their petrochemical peculiarities 49
Conditions of the origin 78
Peculiarities of the origin of the siliceous rocks 83
The terrigenous subarcose formation 88
The main characteristic of the structure and composition 88
Conditions of the origin 91

Chapter three

FRANCISCANIAN FORMATION OF WESTERN CALIFORNIA 93
Structure of the formation 95
Conditions of the origin 110

Chapter four

THE COMPARATIVE CHARACTERISTIC OF THE ANCIENT VOLCANOGENIC SEDIMENTATION AND SOME DEEP–SEA DEPOSITS OF THE PACIFIC 111

Chapter five

UPPER CRETACEOUS DEPOSITS OF THE CENTRAL AND EAST KAMCHATKA AND THE KURIL ISLAND ARC 116
West Kamchatka structural–facial zone 117
Central Kamchatka structural–facial zone 118
East Kamchatka structural–facial zone 126
Kuril–East–Kamchatka structural–facial zone 138
Rock types of the volcanogenic–sedimentary complex and their petrochemical characteristic 139
Conditions of the origin volcanogenic sedimentary of the complex 155

Chapter six

POSITION OF THE KAMCHATKA CAPE FORMATION IN THE SET OF THE UPPER CRETACEOUS GEOSYNCLINAL VOLCANOGENIC–SEDIMENTARY FORMATIONS OF KAMCHATKA 157
CONCLUSIONS 162
BIBLIOGRAPHY 163
PLATES WITH EXPLANATIONS 170

Михаил Юрьевич ХОТИН

ЭФФУЗИВНО–ТУФОВО–КРЕМНИСТАЯ ФОРМАЦИЯ КАМЧАТСКОГО МЫСА

Утверждено к печати ордена Трудового Красного Знамени
Геологическим институтом Академии наук СССР

Редактор Р.Л. Мишина. Художественный редактор А.Н. Жданов
Технические редакторы: Н.М. Бурова, Н.А. Посканная

Подписано к печати 21/V – 76 г. Т – 10816. Усл.печ.л. 17,2+0,1 вкл.
Уч.–изд.л. 18,2. Формат 70×108 1/16. Бумага офсетная № 1. Тираж 800 экз.
Тип. зак. 1096 Цена 1 р. 83 к.

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука", 103717 ГСП, Москва, К–62, Подсосенский пер., 21
1–я типография издательства "Наука". 199034, Ленинград, В–34, 9–я линия, 12

1 р. 83 к.

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»